I. 18926

G. PÂRVU
S. PAULIUC
C. VINOGRADOV
I. PREDA

Petrologia aplicată a rocilor carbonatice sedimentare

Scanned with OKEN Scanner

552.57

DR. G. PÂRVU
PROF. DR. S. PAULIUC

DR. C. VINOGRADOV
CONF. DR. DOC. I. PREDA

PETROLOGIA APLICATĂ A ROCILOR CARBONATICE SEDIMENTARE

Scanned with OKEN Scanner

Prefață

Rocile carbonatice de origine sedimentară constituie unul din cele mai importante obiecte de studiu ale petrologiei rocilor sedimentare. Progresele înregistrate în ultimii ani în problemele privind geneza, diageneza și microfaciesurile rocilor carbonatice impun o reconsiderare corespunzătoare și în domeniul aplicațiilor practice. De aici rezultă și intenția autorilor de a îmbina cunoștințele teoretice cu cele practice într-o lucrare unitară cu titlul Petrologia aplicată a rocilor carbonatice sedimentare. *O orientare de acest fel considerăm că este impusă atît de practica geologică, știut fiind că utilizarea largă a rocilor carbonatice sedimentare în diverse ramuri industriale presupune un volum sporit de lucrări de prospectare geologică, care trebuie judicios orientate pe baza unor premise teoretice moderne, cît și de faptul că în literatura de specialitate de la noi din țară se resimte lipsa unei astfel de lucrări.*

Aspectele cu caracter teoretic cuprinse în capitolele de geochimie, mineralogie, petrografie, geneză și diageneză constituie un fundament util dezvoltării capitolelor cu caracter practic privind: utilizarea mineralelor carbonatice; rocile carbonatice sedimentare ca roci generatoare și colectoare de hidrocarburi; rocile carbonatice sedimentare în construcție; rocile carbonatice sedimentare și apele subterane etc.

În ansamblu, lucrarea de față își propune să prezinte sintetic rezultatele cercetărilor fundamentale și aplicative efectuate asupra rocilor carbonatice sedimentare, care au contribuit din cele mai vechi timpuri la satisfacerea unor necesități practice, la dezvoltarea industriei și deci a civilizației. În acest context, lucrarea Petrologia aplicată a rocilor carbonatice sedimentare *urmărește, ca mergînd din aproape în aproape și de la cercetările științifice fundamentale la cele aplicative, practice, să redea condițiile de formare și răspîndire, condițiile de zăcămînt și domeniile de utilizare ale rocilor carbonatice sedimentare.*

Lucrarea constituie totodată un material didactic ajutător pentru pregătirea studenților geologi, constructori, geografi și biologi.

Scanned with OKEN Scanner

Ne-am străduit să fie utilă și specialiștilor din unele instituții din domeniul ceramicii, agriculturii, metalurgiei și siderurgiei, materialelor de construcție, industriei chimice etc.

Bibliografia care însoțește lucrarea prezintă un caracter de lucru, constituind o primă referință pentru cei ce doresc informații suplimentare.

Desigur că lucrării i se pot aduce unele completări care ne apar inerente, avînd în vedere noutatea tematicii abordate. Adresăm pe această cale mulțumirile noastre profesorului doctor docent Virgil Ianovici și lectorului doctor Nicolae Anastasiu, care au avut amabilitatea de a refera lucrarea, precum și tuturor celor ce vor dori să ne ajute, în viitor, prin obiecții și sugestii.

AUTORII

Scanned with OKEN Scanner

PRESCURTĂRI ÎN TEXT

a_1	= absorbţia de apă la temperatură şi presiune normală
a, b, c	= direcţii ale axelor cristalografice
A.T.D.	= analiza termică diferenţială
cm^{-1}	= unitate de măsură a numărului de undă (I.R.)
d (Å)	= distanţe reticulare
D	= duritatea
daN	= deca Newton
i sau I	= intensitatea liniei (RX)
l. und.	= lungimea de undă
m. lam.	= macle lamelare
n_e	= raza extraordinară
n_0	raza ordinară
romb.	= rombic
RX	= radiaţii „X" (roentgen)
trig.	= trigonal
U_1	= rezistenţa la uzură
ν'	= numărul de undă
T.G.	= termogravimetrie
I.R.	= spectroscopie de absorbţie în infraroşu
X, Y, Z	= direcţii ale axelor elipsoidelor de referinţă
n_g, n_m, n_p	= indicii principali de refracţie
γ	= greutatea specifică
μ	= lungimea de undă (I.R.)
Δ	= birefringenţa
(−), (+)	= optic negativ sau pozitiv
2V	= unghiul axelor optice

Scanned with OKEN Scanner

Capitolul I

Elemente de geochimie a rocilor carbonatice sedimentare

Deşi geochimia este considerată ca o ştiinţă relativ recentă, ea a reuşit totuşi să clarifice mişcarea şi evoluţia elementelor chimice în natură, stabilind totodată rolul fiecăruia în formarea mineralelor naturale şi a rocilor.

Din suita de elemente inserate în tabelul lui Mendeleev, numai un număr restrîns (H, Na, Mg, Ca, Sr, Ba, C, Mn, Fe, Zn, Cu, Pb şi O) participă la formarea mineralelor rocilor carbonatice. Din combinarea armonioasă a acestora au rezultat mineralele: calcit — $CaCO_3$, dolomit — $CaMg(CO_3)_2$, magnezit — $MgCO_3$, stronţianit — $SrCO_3$, witherit — $BaCO_3$, ceruzit — $PbCO_3$, rodocrozit — $MnCO_3$, siderit — $FeCO_3$, smithsonit — $ZnCO_3$ şi malachit — $CuCO_3Cu(OH)_2$, majoritatea acestora fiind întîlnite în rocile carbonatice de natură chimică şi biochimică.

Descoperirea izotopilor elementelor a creat perspectiva unor noi posibilităţi de interpretare a structurii mineralelor şi implicit a unor procese geochimice, al căror efect influenţează simţitor condiţiile de formare a mineralelor şi rocilor. Interesează îndeosebi izotopii stabili, care pot fi selecţionaţi de unele organisme constructoare importante pentru rocile carbonatice, sau prin interpretarea cărora se pot face unele aprecieri asupra caracterelor fizico-chimice ale mediului de depunere a acestor roci. Pe lîngă posibilităţile de clarificare a condiţiilor de sedimentare, izotopii stabili ai unor elemente — spre exemplu carbonul — mai pot contribui la stabilirea vîrstei absolute.

I. 1. Hidrogenul

Hidrogenul a fost descoperit de Paracelsus, care l-a obţinut prin acţiunea fierului asupra acidului sulfuric. Are numărul atomic 1, iar greutatea atomică 1,008, fiind considerat cel mai uşor element chimic. În anul 1766, Cavendish a stabilit proprietăţile hidrogenului, arătînd prin ce se deosebeşte de celelalte gaze. Din apă hidrogenul a

Scanned with OKEN Scanner

fost obţinut, pentru prima dată, de Lavoisier, în anul 1783. Densitatea hidrogenului este de 0,0899 g/l la 0°C, sau de 0,070 cînd aerul este egal cu 1,000. Este un gaz incolor, inodor şi insipid, sufocant dar nu toxic.

Hidrogenul participă la alcătuirea scoarţei terestre în proporţie de 1 %, fiind prezent atît în rocile magmatice, cît şi în cele sedimentare şi metamorfice. În atmosfera solară este foarte abundent (peste 80 %). Pe pămînt hidrogenul apare numai sub formă de combinaţii în apă, petrol şi în celula vie. Cea mai mare parte a hidrogenului se găseşte în apă şi gheaţă.

Cînd spunem apă, spunem H şi O. În stare liberă se găseşte în cantităţi neînsemnate, acestea fiind rezultate din emanaţiile vulcanice sau ca urmare a proceselor biosferei.

Ciclul hidrogenului în scoarţa terestră se confundă cu ciclul apei, care joacă rolul cel mai important în geochimia acestuia. Între suprafaţa crustei sialice, atmosferă şi hidrosferă există un circuit continuu al apei, implicit al hidrogenului. Din apele mărilor şi de la suprafaţa uscatului apa pleacă în atmosferă sub formă de vapori pentru ca, apoi, să se întoarcă sub formă de precipitaţii. După Goldschmidt (1937, din Rankama şi Sahama, 1970) cantitatea de apă din hidrosferă ar fi de 282,7 kg/cm^2 din suprafaţa pămîntului. Din punct de vedere geochimic, importanţa apei constă în aceea că toate sărurile dizolvate în ea sînt disociate în ioni.

În cursul ciclului exogen, unele metale în prezenţa apei apar în stare nativă, iar altele, prin reacţie cu apa, se separă sub formă de hidroxizi, oxizi sau sulfuri.

Apa ia, de asemenea, parte activă în procesele de alterare transport şi redepunere a materialului de la suprafaţa pămîntului, ea avînd un rol important în toate etapele sedimentogenezei. Fără apă n-ar exista diageneza. Ca factor activ în alterare, apa, în cursul istoriei geologice a pămîntului, a descompus o cantitate de 160 kg $\cdot$ cm^{-2} de roci magmatice, sedimentare şi metamorfice din care au rezultat 155 kg $\cdot$ cm^{-2} de roci detritice (rezistate şi hidrolizate) (Goldschmidt, 1937, din Rankama şi Sahama, 1970).

Datorită densităţii sale scăzute, hidrogenul tinde să migreze către păturile superioare ale atmosferei de unde este dispersat în spaţiul interplanetar. Cu excepţia unei cantităţi care intră în combinaţie cu oxigenul sub efectul descărcărilor electrice, toată cantitatea de hidrogen rezultată din emanaţiile vulcanice şi procesele biochimice migrează către aceste pături superioare ale atmosferei.

Izotopii H^+ sînt : protiul (99,98 %), deuteriul (0,02 %) şi tritiul (aproape neglijabil). În apă, deuteriul se găseşte în procente de 1/5 000 în greutate faţă de izotopul uşor, protiul. Deuteriul are simbolul D,

Scanned with OKEN Scanner

iar greutatea atomică 2,01363. El pare să se concentreze în hidrocarburi (gaze şi petrol). Thompson şi Utterback (1935, din Rankama şi Sahama, 1970) îl mai sesizează la suprafaţa apelor marine, a căror densitate este mai mare decît a apelor dulci, fapt datorat concentrării deuteriului ca urmare a evaporarii intense a izotopului uşor.

Tritiul are numărul masic 3 şi greutatea atomică 3,0221. Este radioactiv avînd perioada de înjumătăţire de 12,4 ani, emiţînd electroni.

Izotopul uşor, sub temperatura de —220°C, se prezintă ca un gaz monoatomic asemănător heliului, căruia i s-a dat denumirea de parahidrogen. Tot monoatomic este şi ortohidrogenul. Parahidrogenul are punctul de topire 0,13°C, iar ortohidrogenul 0,04°C. Parahidrogenul trece lent în izotopul uşor (protiu) în prezenţa platinei.

I. 2. Sodiul

Sodiul face parte din grupa metalelor alcaline, ocupînd locul 2 din prima coloană a sistemului periodic. Are numărul atomic 11, iar greutatea atomică 22,997. A fost descoperit de Davy în anul 1807, prin electroliza sodei. Mai poartă şi numele de natriu pe care şi l-a luat de la cuvîntul arab „natron" care înseamnă sodă. În stare pură este un metal alb-argintiu, foarte moale, care oxidează foarte uşor în aer şi care este mai uşor decît apa (0,971 g/cm^3). În natură este foarte răspîndit sub formă de silicaţi şi săruri halogene şi foarte rar este întîlnit sub formă de carbonaţi hidrataţi : trona—$Na_3H(CO_3)_2$; termonatritul—$Na_2CO_3 \cdot H_2O$ şi natronitul sau soda—$Na_2CO_3 \cdot 10\,H_2O$, minerale caracteristice evaporitelor.

I. 3. Magneziul

Magneziul face parte din coloana a doua a sistemului periodic, fiind situat imediat deasupra calciului. Are numărul atomic 12, iar greutatea atomică 24,32. A fost recunoscut de Black în anul 1775 şi separat de Davy în anul 1808, cu ajutorul electrolizei. Are densitatea 1,74, punctul de topire 651°C, iar punctul de fierbere 1 110°C. Numele său îi vine de la localitatea Magnezia (Grecia). Este un metal alcalino-pămîntos care intră în alcătuirea scoarţei terestre cu 2,0 procente în greutate, fiind considerat ca cel mai puţin frecvent

Scanned with OKEN Scanner

dintre cele opt elemente principale ale litosferei superioare (tabelul nr. 1).

Magneziul este întîlnit atît în rocile magmatice cît și în cele sedimentare și metamorfice. În compoziția rocilor intră sub formă de carbonați și silicați. Este un metal ușor, maleabil și foarte activ în combinațiile chimice. În atmosfera solară este unul dintre cele mai frecvente elemente. A fost identificat de asemenea în meteoriți, unde participă în procente de pînă la 10 ori mai mult decît în rocile magmatice.

Tabelul nr. 1

Elementele principale ale litosferei superioare

Elementul	Procentul în greutate	Procentul în volum
O	46,42	91,84
Si	27,50	0,84
Al	8,08	0,79
Fe	5,05	0,58
Ca	3,61	1,50
Na	2,83	1,64
K	2,58	2,19
Mg	2,09	0,58

Asemănător calciului, magneziul este concentrat selectiv în rocile carbonatice prin intermediul organismelor, formînd mase enorme de biolite. Concentrarea magneziului și calciului în rocile carbonatice apare ca un fenomen caracteristic sedimentarului. De remarcat că formațiunile sedimentare vechi sînt, de regulă, mai bogate în magneziu decît formațiunile mai noi. Aceasta se explică fie prin prezența mai abundentă a ionilor de magneziu în mările vechi, fie prin dezvoltarea explozivă a foraminiferelor pelagice la nivelul mezozoicului, organisme care fac să crească simțitor conținutul în calciu. Asupra tipului și volumului de carbonat precipitat din apa mărilor a mai influențat și pH acestora. Vinogradov și Ronov (1956, din Papiu, 1960), studiind rocile carbonatice din sedimentarul Platformei Ruse, constată diminuarea în timp a cantității de magneziu și creșterea celei de calciu și stronțiu. După acești autori, valoarea raportului Ca/Mg începe să crească odată cu sedimentele cambriene, ea urcînd treptat și consistent către depozitele terțiare. La această concluzie au ajuns și Savul și Ianovici (1961), care au constatat că raportul Ca/Mg are valorile de : 2,47 în depozitele paleozoice ; 4,2 în depozitele triasice ; 103,2 în depozitele tithonice ; 48,5 în depozitele cretacice.

În timpul alterării depozitelor magneziene, magneziul migrează, de regulă, sub formă de clorură de magneziu și de sulfat de magneziu. El mai este transportat și sub formă de particule minerale fine, nedescompuse chimic, precum și sub formă de minerale magneziene argiloase provenite din alterarea rocilor bazice și ultrabazice (Rankama și Sahama, 1970). Deși o bună parte din ionii de magneziu

Scanned with OKEN Scanner

sînt reţinuţi adsorbtiv de către sedimentele argiloase care sînt avide după acest cation, totuşi, el se găseşte în cantităţi foarte mari în apa mărilor şi lacurilor sărate, aceasta fiind o urmare a solubilităţii ridicate a sărurilor magneziene şi a transportării magneziului în mare de către rîuri.

Spre deosebire de calciu, magneziul este aproape tot atît de frecvent în apa rîurilor ca şi în cea a mărilor. Comparativ cu ionii de calciu şi de sodiu din apa mărilor, ionii de magneziu au o poziţie intermediară, predominînd faţă de cei de calciu, dar fiind subordonaţi ionilor de sodiu. Se apropie, totuşi, cantitativ mai mult de sodiu. Pentru acest motiv, apa mărilor este considerată o importantă sursă de magneziu, acesta fiind extras din apă sub formă de $Mg(OH)_2$.

Magneziul mai este considerat ca metalul depozitelor evaporitice, în cuprinsul cărora el formează, alături de potasiu, o serie de săruri de magneziu cristalizate în faze tîrzii ale evaporării lagunelor.

În biosferă, magneziul este întîlnit, îndeosebi, în lumea organismelor inferioare. Unele alge marine pot conţine peste 25% $MgCO_3$ încorporat în scheletele calcaroase (Rankama şi Sahama, 1970). Conţinutul în $MgCO_3$ în scheletele şi cochiliile organismelor marine pare să fie dependent de temperatură : cu cît aceasta este mai ridicată, cu atît conţinutul în $MgCO_3$ creşte (Dodd, 1963). La animalele superioare, magneziul şi calciul sînt strîns asociate, uneori acesta din urmă fiind înlocuit de magneziu.

Magneziul prezintă trei izotopi stabili : ^{24}Mg, ^{25}Mg şi ^{26}Mg. Studiul lor în legătură cu rocile carbonatice a fost făcut de Daughtry şi Perry (1962) şi de Hirt şi Epstein (1964). Studiile efectuate de aceştia au arătat o variaţie de 5% a raportului $^{24}Mg/^{26}Mg$, care, asemănător oxigenului, ar putea fi folosit pentru determinarea unor caracteristici fizico-chimice ale mediului de formare şı de depunere a carbonaţilor.

I. 4. Calciul

Calciul a fost descoperit de Devy şi Berzelius în anul 1808, iar numele şi l-a luat de la cuvîndul „calx", adică piatră moale. Este un metal alb, maleabil, destul de dur, avînd punctul de topire la circa 800°C, iar cel de fierbere la 1 240°C.

Calciul face parte din grupa metalelor alcalino-pămîntoase, fiind considerat ca reprezentantul acestei grupe. El este inclus în coloana a doua a sistemului periodic, ocupînd un loc cu totul deosebit, al cărui număr de ordine este 20.

Scanned with OKEN Scanner

În general, calciul este un element stabil, fiind considerat ca unul din metalele cele mai importante (tabelul nr. 1). El participă în procente de 3,6 în greutate în alcătuirea scoarței terestre și este prezent atît în rocile sedimentare, cît și în cele eruptive și metamorfice. Este de aproape două ori mai abundent în rocile magmatice decît în meteoriți și relativ redus în atmosfera Soarelui. De asemenea este mai abundent în rocile magmatice decît în sedimentele argiloase, care nu-l pot adsorbi în cantități ridicate. El abundă însă în rocile carbonatice în care reprezintă cationul cel mai important. În apele mărilor, calciul este mai puțin abundent decît în apele fluviilor, rîurilor și lacurilor. Raporturile Na/Ca (tabelul nr. 2) arată că în lacuri și rîuri

Tabelul nr. 2

Conținutul de sodiu și calciu în ciclul minor (Rankama și Sahama, 1970)

Roca sau materialul	Na(%)	Ca(%)	Na/Ca
Roci magmatice	2,83	3,63	0,78
Solide dizolvate în ape de rîu și lacuri	5,79	20,38	0,28
Solide dizolvate în apa oceanelor	30,62	1,15	26,63
Sedimente argiloase	0,97	2,23	0,43

calciul depășește cu mult conținutul în sodiu, element caracteristic apelor marine.

Abundența calciului în apele rîurilor și lacurilor provine, în mare parte, din calcare și din rocile care conțin carbonat de calciu, precum și din unele depozite de săruri cu conținut de calciu. O altă sursă o constituie feldspații plagioclazi calcici, care după cum este cunoscut sînt solubilizați mai ușor decît feldspații sodici.

Migrația calciului a început imediat după formarea scoarței terestre. În combinație cu bioxidul de carbon întîlnit în drumul său a format mase de carbonat de calciu stabil depuse în zone reci, ferite de apele fierbinți ale erupțiunilor vulcanice. Prin dizolvarea carbonaților de către apele active, ionii de calciu încep o nouă călătorie, pe parcursul căreia pot întîlni noi elemente și forma noi minerale, cum ar fi, spre exemplu, sulfații de calciu sau, dacă condițiile mediului o permit, se pot depune iarăși sub formă de carbonat de calciu, prin precipitare.

În domeniul sedimentelor, calciul trece mai întîi în apa marină sau lacustră și de aici în sedimente de precipitație, continuîndu-și

ciclul de suprafaţă sau intrînd în domeniul metamorfismului. Concentrarea calciului şi a magneziului în rocile carbonatice apare ca un efect al intervenţiei organismelor. Un efect remarcabil asupra concentraţiei elementelor în sedimente îl are şi temperatura. Temperaturile ridicate favorizează schimbul de ioni şi atomi în reţelele cristaline cu formare de serii izomorfe, de soluţii solide. Astfel, în reţelele mineralelor de calciu apar, adeseori, la temperaturi ridicate, adaosuri de stronţiu şi bariu, în timp ce din soluţiile apoase aceste elemente se pot separa şi concentra direct sub formă de minerale independente. Temperatura, controlînd în bună parte solubilitatea bioxidului de carbon, controlează în mod direct şi repartiţia carbonatului de calciu în aceste ape.

Eliberarea calciului din combinaţiile sale cu carbonul se face astăzi şi pe cale artificială prin procese chimice şi industriale. Prin calcinarea carbonaţilor, calciul este scos de sub influenţa bioxidului de carbon şi rămîne sub formă de oxid de calciu. Mai departe poate fi separat de oxigen şi izolat în stare pură sub formă de metal strălucitor, moale şi elastic, care în contact cu aerul arde, acoperindu-se cu o pojghiţă albă de var. În acest fel ar începe o nouă fază de migrare a calciului, metal energic şi mobil, cu cele mai mari posibilităţi de a se combina şi asocia în structuri cristaline.

În biosferă, calciul este un constituent nelipsit al florei şi faunei. El ia parte la alcătuirea scheletelor interne şi externe ale animalelor şi la structura scheletică a plantelor.

Calciul prezintă doi izotopi stabili : ^{40}Ca şi ^{48}Ca. Raportul lor izotopic ($^{40}Ca/^{48}Ca$) variază masic pînă la circa 20%, fiind considerat (cu excepţia hidrogenului) elementul cu cea mai mare diferenţă relativă de masă. În natură nu s-au constatat însă (Epstein şi colab., 1964) variaţii mari ale izotopilor în raport cu oxigenul, carbonul, azotul şi sulful, astfel că diverse tipuri de carbonaţi de diferite origini (calcare lumaşelice, calcare cristaline, calcare oolitice, calcarenite etc.) arată aproximativ aceeaşi distribuţie a izotopilor stabili de calciu, ceea ce face dificilă, în prezent, folosirea acestora în diverse studii sedimentologice.

I.5. Stronţiul şi bariul

Stronţiul şi bariul sînt două metale alcalino-pămîntoase, care multă vreme n-au putut fi deosebite unul de celălalt datorită însuşirilor lor relativ apropiate. S-a observat că stronţiul emite prin ardere o lumină roşie purpurie, iar bariul, o lumină galbenă-verzuie.

Scanned with OKEN Scanner

Puţin timp după separarea lor pe această cale s-au obţinut şi sărurile volatile ale acestor două metale.

Stronţiul, cunoscut şi sub denumirea de „metalul focurilor bengale", a fost descoperit în anul 1790 de Crawnford şi separat ca metal cu însuşiri aparte în anul 1808 de către Davy. Are densitatea 2,6, punctul de topire 800°C, iar punctul de fierbere la 1 150°C. În sistemul periodic ocupă numărul de ordine 38, cu greutatea atomică 87,36, fiind situat imediat după calciu.

Bariul urmează în sistemul periodic stronţiului şi are numărul de ordine (atomic) 56, iar greutatea atomică 137,36. A fost descoperit de către Schele în anul 1774. În stare pură a fost izolat în anul 1808 de către Davy. Are densitatea 3,4, punctul de topire 850°C, iar punctul de fierbere la 1 140°C. Numele îi vine de la cuvîntul „baros", adică greu.

Atît stronţiul cît şi bariul pot fi întîlnite în rocile sedimentare şi în cele magmatice (foarte rar). În atmosfera solară ele sînt mult mai abundente decît calciul.

Stronţiul însoţeşte permanent calciul atît în mineralele de origine magmatică, cît şi în cele ale rocilor sedimentare. Raza ionică a stronţiului fiind apropiată de cea a calciului, acesta deseori este înlocuit de stronţiu, îndeosebi în rocile magmatice. Acest lucru nu poate fi realizat de bariu, care are raza ionică mult mai mare (tabelul nr. 3).

Tabelul nr. 3

Mărimea razei ionice a cîtorva elemente

Ionul	Raza (Å)
Ca^{2+}	1,06
Sr^{2+}	1,27
K^{2+}	1,33
Ba^{2+}	1,43

Migrarea stronţiului şi a bariului începe concomitent cu procesul alterării rocilor sau mineralelor care le conţin şi circulă sub formă de bicarbonaţi, cloruri sau sulfaţi. De aici precipitarea lor sub formă de carbonaţi prin pierderea bioxidului de carbon sau sub formă de sulfaţi sub acţiunea acidului sulfuric. Mineralele carbonatice care se formează sînt stronţianitul — $SrCO_3$ şi, respectiv, witheritul — $BaCO_3$. Prin alterare, cea mai mare parte a stronţiului migrează în mări şi oceane, de unde o parte este reţinut selectiv de radiolarii acantarii ale căror schelete şi ţepi sînt alcătuiţi din sulfat de stronţiu, iar altă parte este depusă în sedimentele precipitate şi în evaporite. Raportul Ca/Sr în apa mărilor este de circa 30, stronţiul fiind deci mai puţin abundent în mări decît calciul (tabelul nr. 4). Prin dizolvarea resturilor scheletice de radiolari acantarii, stronţiul este redat soluţiilor, care fie că-l poartă mai departe spre alte combinaţii,

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul nr. 4

Principalele elemente chimice prezente în apa mărilor (din Rankama şi Sahama, 1970)

Elementul chimic	Concentraţia (g/t)	Elementul chimic	Concentraţia (g/t)
Cl	18 980	B	4,6
Na	10 560	C (organic)	1,2—3,0
Mg	1 270	F	1,4
S	880	Al	0,16—1,9
Ca	400	Si	0,02—4,0
K	380	N (sub formă de nitraţi, nitriţi, azot organic)	0,01—1,0
Br	65	Rb	0,2
C (anorganic)	28	Li	0,1
Sr	13	P (fosfaţi, fosfor organic)	0,001—0,116

fie că este extras din apa mării şi depus în sedimente sau precipitat în evaporite.

Dintre mineralele carbonatice exogene, aragonitul deţine procentul cel mai ridicat de stronţiu (peste 4%) (Goldschmidt, 1955). Totuşi, stronţiul în rocile sedimentare excelează ca abundenţă sub formă de sulfaţi (celestină).

Bariul, după alterarea şi dizolvarea rocilor care-l conţin, se separă, în bună parte, încă de pe parcursul formării sedimentelor, astfel că numai o mică parte din el trece în soluţie. Spre deosebire de stronţiu şi calciu, procentul de bariu trecut în apa mării abia atinge 0,03 (Rankama şi Sahama, 1970). Pentru comparaţie, raportul Sr/Ba în rocile magmatice este de 0,6, în timp ce în apa mărilor este de 260 (Rankama şi Sahama, 1970). El este puternic adsorbit de sedimentele argiloase, care sînt cele mai bogate în bariu. Adsorbţia este atît de puternică, încît majoritatea ionilor de bariu sînt adsorbiţi de sedimentele din vecinătatea ţărmului şi numai o mică parte din ei reuşesc să difuzeze în largul mărilor unde precipită în sedimentele fine, abisale. Asemănător stronţiului, bariul precipită, de regulă, sub formă de sulfaţi şi cu totul local şi întîmplător sub formă de carbonaţi. Aceasta se datoreşte, probabil, impedimentului pe care-l creează diferenţele mari dintre razele ionice ale calciului şi bariului, aceste două elemente neputîndu-se substitui.

În biosferă, multe vieţuitoare marine au scheletul din sulfaţi de stronţiu. În plante, bariul poate substitui calciul şi magneziul,

Inv. 68095

Scanned with OKEN Scanner

dar nu şi în oase. De asemenea stronţiul nu poate substitui calciul din oase.

Prezenţa redusă a bariului în cochiliile vieţuitoarelor se explică prin aceea că bariul nu poate înlocui calciul din cochilii, fie ele din aragonit sau calcit.

Stronţiul prezintă patru izotopi stabili, dintre care ^{87}Sr pare să fie cel mai important, avînd o proporţie de 7,02%. După Wickman (1948), raportul $^{87}Sr/^{86}Sr$ poate fi folosit la stabilirea vîrstei calcarelor şi anhidritelor. Izotopul ^{87}Sr rezultă din dezintegrarea radioactivă a ^{87}Rb.

I. 6. Carbonul

Carbonul este cunoscut din cele mai vechi timpuri, iar numele pare că şi l-a luat de la cuvîntul latinesc „carbo", adică cărbune. În sistemul periodic se situează în capul coloanei a patra, avînd numărul atomic 6, iar greutatea atomică 12,0. Fersman (1954) l-a numit „elementul de bază a tot ce este viu". Cantitativ, carbonul nu participă în procente ridicate la alcătuirea pămîntului; el reprezintă circa 1% din greutatea scoarţei terestre, fapt pentru care oamenii de ştiinţă nu l-au inclus în grupa celor opt elemente principale (tabelul nr. 1). Rolul său în geochimie este însă foarte mare. În natură, carbonul se găseşte sub formă pură ca diamant şi grafit, iar în combinaţii cu alte elemente, sub formă de cărbuni, hidrocarburi lichide şi gazoase, în tot ce se numeşte substanţă organică şi în toate sărurile acidului carbonic (carbonaţi), precum şi în apă şi aer, sub formă de bioxid de carbon. Din calcule a reieşit că scoarţa pămîntului conţine 4 584 200 miliarde tone de carbon, la care se mai adaugă 2 200 miliarde tone de carbon din atmosferă şi 184 000 miliarde tone din apa oceanelor (Fersman, 1954).

În atmosfera solară, carbonul, alături de stronţiu, apare ca unul dintre elementele cele mai frecvente. El a fost recunoscut de asemenea în atmosferele celorlalte planete şi îndeosebi în jurul planetei Venus. Este prezent în meteoriţi, cu excepţia celor achondritici în care nu a fost pus în evidenţă.

În rocile magmatice carbonul se găseşte în stare nativă sub formă de diamant şi mai rar de grafit. De regulă, însă, conţinutul de carbon în aceste roci este relativ mic, cea mai mare parte a lui concentrîndu-se în soluţiile reziduale magmatice, unde, în combinaţie cu oxigenul, formează bioxidul de carbon şi anioni ai acidului carbonic.

Scanned with OKEN Scanner

De fapt, ciclul carbonului în natură începe cu bioxidul de carbon şi se realizează prin bioxidul de carbon, care poate fi de origine juvenilă sau meteorică (fig. 1).

Principalele surse de bioxid de carbon sînt emanaţiile vulcanice (CO_2 juvenil) şi descompunerile carbonaţilor cu eliberarea simul-

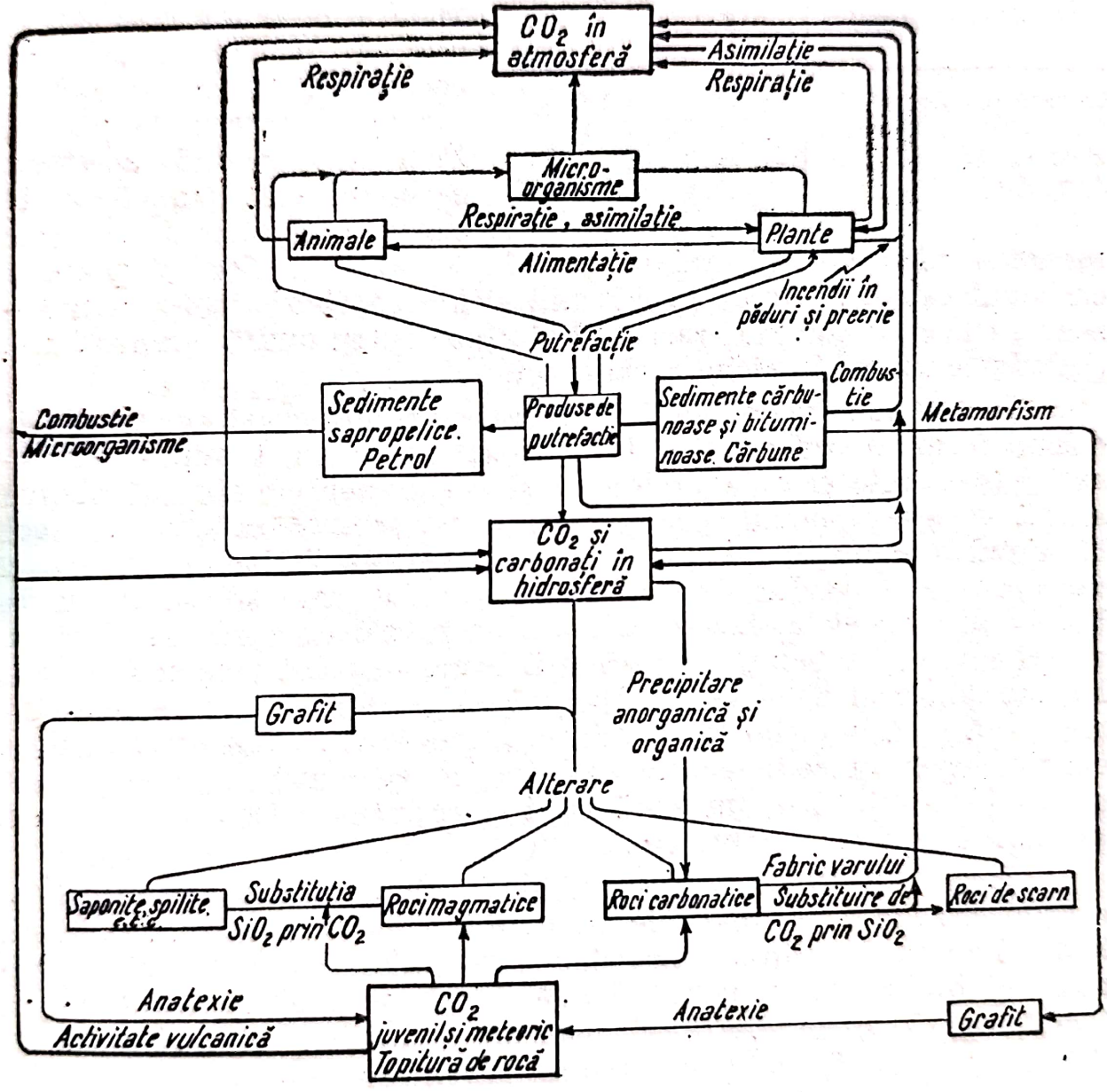


Fig. 1. — Ciclul carbonului în natură (după Rankama şi Sahama, 1970).

tană a bioxidului de carbon meteoric. Bioxidul de carbon juvenil constituie sursa cea mai importantă în ciclul carbonului. După calculele lui Goldschmidt (din Rankama şi Sahama, 1970), cantitatea de

Scanned with OKEN Scanner

bioxid de carbon juvenil se cifrează la 0,006 mg. cm^{-2} anual. Cea mai mare parte a bioxidului de carbon juvenil (circa 90%) este sustras de sedimentele carbonatice şi numai o mică parte (10%) este reţinut de biolite (tabelul nr. 5).

Tabelul nr. 5

Conţinutul de carbon în geosferele superioare (g.cm^{-2}) (din Rankama şi Sahama, 1970)

Roca sau mediul	CO_2	C
Calcare şi dolomite	6 562	1 791
Cărbune şi bitumene	760	207
Hidrosferă	25	7
Atmosferă	0,4	0,11

Bioxidul de carbon juvenil şi meteoric este captat din aer de apele mărilor şi oceanelor. Din aer şi apă el este apoi sustras de plante. Prin intermediul acestora, carbonul este transferat în organismul animalelor. Prin moartea plantelor şi animalelor, în condiţii geologice propice, carbonul este transferat în cărbuni şi hidrocarburi lichide sau gazoase. În aceşti compuşi carbonul rămîne pentru multă vreme fixat, creîndu-se un gol în ciclul carbonului.

În mediul acvatic, bioxidul de carbon reacţionează cu sărurile de calciu, formînd carbonaţi şi bicarbonaţi de calciu. Compuşii carbonatici (calcarele şi dolomitele), ca şi caustobiolitele fixează pentru multă vreme carbonul, producîndu-se, pe această cale, un alt gol în ciclul carbonului. Prin oxidarea caustobiolitelor şi alterarea carbonaţilor bioxidul de carbon este redat atmosferei, de unde începe un nou ciclu. Dar cantitatea de bioxid de carbon redată de aceşti compuşi este mult redusă faţă de cea sustrasă pentru formarea lor. Rankama şi Sahama (1970) arată că „formarea calcarelor este o mare spărtură în ciclul carbonului". Într-adevăr, masa bioxidului de carbon legat în sedimentele carbonatice este atît de mare, încît oamenii de ştiinţă se întreabă dacă el a putut exista în atmosfera iniţială într-o aşa cantitate.

Se consideră că în trecutul geologic cantitatea de bioxid de carbon era mult mai mare decît cea din atmosfera actuală. Această ipoteză ar explica lipsa calcarelor şi dolomitelor din depozitele primare şi depunerea fierului sub formă de precipitat. După Papiu (1960), apariţia masivă a florei autotrofe ar fi redus cantitativ bioxidul de carbon, creînd condiţii pentru formarea primelor calcare.

În prezent se apreciază că, în partea superioară a scoarţei terestre, carbonul ar reprezenta 8,3 g.cm^{-2}, din care 7,25 revine carbonaţilor din ocean, 0,5 este carbon organic dizolvat în apele oceanice, 0,32 intră în constituţia biosferei, iar 0,12 ia parte la alcătuirea gazelor din atmosferă.

Scanned with OKEN Scanner

O cantitate importantă de bioxid de carbon este redată atmosferei pe cale artificială, respectiv prin activitatea industrială. Descompunerea termică a calcarelor, arderea caustobiolitelor reprezintă importante surse de bioxid de carbon pentru atmosferă, fiind reactivate în ciclul carbonului. În general se apreciază că emanaţiile de bioxid de carbon juvenile ar fi de 100 de ori mai mici decît emanaţiile rezultate din activitatea industrială (tabelul nr. 6).

Tabelul nr. 6

Producţia de bioxid de carbon în decursul unui an (din Rankama şi Sahama, 1970)

Producţia	CO_2(mg·cm^{-2})	C(mg·cm^{-2})
Producţia de CO_2 juvenil	0,003—0,006	0,0008—0,016
Cantitatea de CO_2 rezultată din combustia cărbunelui şi a petrolului	0,8	0,22
Cantitatea de CO_2 rezultată din respiraţie şi putrefacţie	40,0	10,92

În biosferă, conţinutul de carbon variază între 10—30% în unele plante şi animale terestre şi 0,1% în unele organisme acvatice. În plante, conţinutul de carbon se apreciază a fi de 60 de ori mai mare decît în organismele animale (Rankama şi Sahama, 1970).

În materia vie, carbonul se prezintă sub formă de hidraţi de carbon, de lipide şi proteine. Pe parcursul migrării sale, carbonul poate fi reţinut selectiv de către organisme, efectuîndu-se astfel o separare a izotopilor săi (vezi subcap. III.1.6.). În prezent se cunosc cinci izotopi ai carbonului : ^{10}C, ^{11}C, care sînt produşi artificiali radioactivi cu perioada de înjumătăţire foarte scurtă ; ^{14}C, care se pare că are două origini : produs artificial radioactiv (radiocarbonul) şi ca produs natural, şi izotopii ^{12}C şi ^{13}C, care sînt stabili şi al căror raport este diferit în materia organică faţă de cea minerală ($^{12}C/^{13}C$ este 90,4—93 în materia organică şi 88,1—90,2 în materia minerală) (Rankama şi Sahama, 1970). Izotopul ^{13}C se concentrează în apa mărilor, ceea ce explică prezenţa lui în calcarele de precipitaţie, în timp ce ^{12}C este mai frecvent în atmosferă, de unde este fixat de plante prin fotosinteză şi absorbţie. Abundenţa izotopului ^{12}C în atmosferă s-ar datora faptului că ^{13}C este sustras din atmosferă de către apa mărilor şi fixat în mod continuu în sedimente. În acest mod atmosfera cîştigă treptat izotopul uşor. Fixarea izotopilor stabili ai carbonului de către unele organisme, în scheletul lor, este preferenţială : în apa mărilor organismele care secretă carbonat de calciu acumulează

componenta uşoară (^{12}C) în substanţa lor organică, iar componenta grea (^{13}C) se concentrează în scheletul exterior.

Reiese că în natură distribuţia celor doi izotopi stabili ai carbonului (^{12}C şi ^{13}C) este determinată predominant de efectele cinetice şi de procesele de echilibru care guvernează distribuţia izotopilor şi în grupul carbonaţilor. Carbonaţii depuşi în echilibru cu apele înconjurătoare şi cu fazele gazoase conţin valori identice $\delta^{12}C$, independent de originea lor (dacă sînt organici sau anorganici). Se consideră totuşi că un mare număr de organisme marine secretă un carbonat care este uşor îmbogăţit în ^{12}C (Degens, 1967).

Ca şi izotopii oxigenului, izotopii stabili ai carbonului abundă în apele din largul mărilor, unde concentraţia lor pare să fie relativ constantă. Către ţărm, raportul $^{13}C/^{12}C$ este mai mic datorită aportului viiturilor de apă dulce bogate în ^{12}C. Unele observaţii conduc la ipoteza că depunerile de carbonaţi din ape dulci sînt, în general, diferite de carbonaţii marini, datorită îmbogăţirii apelor dulci cu izotopul ^{12}C sustras din sistemul-echilibrul continental. În acest context se creează posibilitatea obţinerii unor informaţii privind natura condiţiilor de geneză a carbonaţilor folosind raportul izotopic $^{12}C/^{13}C$. Pe de altă parte, în cuprinsul carbonaţilor se pot face unele separaţii după vîrstă, calcarele mai vechi avînd o dispersie mai mare a valorilor $^{12}C/^{12}C$, în timp ce calcarele mai recente prezintă valori ale raportului $^{12}C/^{13}C$ mai strîns grupate. În general, datele carbonului izotopic sînt prezentate sub formă de părţi per milion ($\delta\,^{13}C$). Este de reţinut că raportul izotopic $^{12}C/^{13}C$ se menţine neschimbat prin fosilizarea sedimentelor sau organismelor, precum şi în timpul diagenezei şi metasomatismului. Valorile pot diferi însă, dacă în roca sau organismul fosil au intervenit modificări de natură metamorfică (chiar metamorfism incipient).

În ceea ce priveşte izotopul ^{14}C, migraţia sa este legată de migraţia izotopilor ^{12}C şi ^{13}C. Împreună cu aceştia este reţinut de plante şi apoi de animale cărora le imprimă calităţi radioactive. După moartea acestora radiocarbonul ^{14}C nu mai este asimilat şi, datorită acestui fapt, a fost posibilă stabilirea vîrstei absolute a resturilor organice fosile. Radiocarbonul are perioada de înjumătăţire de 6 400 — 7 200 ani (vezi şi subcap. III.1.6).

I. 7. Oxigenul

Oxigenul este inclus în capul coloanei a şaisprezecea, avînd numărul atomic 8 şi greutatea atomică 16. A fost descoperit de Priestley în anul 1674. Este elementul cel mai răspîndit în scoarţa terestră

(geosferele superioare) la care participă în procente de 49,5, fiind situat în fruntea celor opt elemente principale ale pămîntului (vezi tabelul nr. 1). În atmosferă el participă cu 23,14% (în greutate), în biosferă cu 85,89%, iar în litosferă cu 47,2% (Papiu, 1960). Cantitativ el scade treptat către zonele profunde ale pămîntului. Este întîlnit atît în rocile magmatice, cît şi în cele sedimentare şi metamorfice. De asemenea este întîlnit în meteoriţi şi în atmosfera solară, unde ocupă locul trei, după hidrogen şi heliu (tabelul nr. 7).

Tabelul nr. 7

Ordinea abundenţei atomice a celor mai răspîndite elemente (din Rankama şi Sahama, 1970)

Abundenţa	Litosferă	Meteoriţi	Atmosfera solară	Nebuloasa NGC 7027
Cea mai mare	O	O	H	H
	Si	Si	He	He
	Al	Fe	O	C
	Na	Mg	N	O
	Ca	S	C	Si
	Fe	Al	Si	N
	Mg	Ca	Mg	B
	K	Ni	Na	Ne
	Ti	Na	Fe	S
	C	Cr	K	P
	P	K	Ca	V
	Mn	Mn	Al	Li
	S	P	Ni	Be
	F	Cl	F	Al
	Cl	Ti	Mn	Mg
	Li	Co	Cr	Cl
	Cr	C	S	Fe
	Rb	Cu	Co	Na
	V	Zn	Ti	
	Zr	Fe	V	Ca
	Ba	Ge	Cu	Cr
Cea mai mică	Sr	Zr	B	Mn
	Ni	V	Zn	Ti
	Zn	Li	F	P
			Sr	Sc
			Ba	F

Fiind un constituent important al materiei vii, oxigenul are un pronunţat caracter biofil. În atmosferă o mare parte din oxigen provine din procesul de asimilaţie clorofiliană, procesele de fotosinteză eliberînd continuu oxigen. O mare parte din oxigen

Scanned with OKEN Scanner

este luat de plante din hidrosferă (12×10^{10}t anual), unde este de circa 1 000 de ori mai abundent decît în atmosferă (tabelul nr. 8).

Tabelul nr. 8

Cantităţile de oxigen din hidrosferă şi atmosferă (după Rankama şi Sahama, 1970)

	Oxigen ($kg \cdot cm^{-2}$)
Oxigen liber în atmosferă	0,230
Oxigen combinat în hidrosferă	251,1
Oxigen dizolvat în hidrosferă	0,002

Oxigenul din atmosferă este foarte activ, astfel că el se combină uşor aproape cu toate elementele formînd oxizi. Dealtfel, în procesul migrării oxigenului, oxidările constituie o caracteristică a acestui anion. Principalele elemente care intră în combinaţie cu oxigenul sînt fierul, manganul şi sulful.

Tammann (1924, din Rankama şi Sahama, 1970) a tras concluzia că învelişul gazos iniţial al pămîntului în curs de răcire era lipsit de oxigen liber. Oxigenul s-ar fi format mult mai tîrziu, prin disocierea termică a vaporilor de apă în hidrogen şi oxigen. O parte din oxigenul astfel format a intrat în procesele de oxidare a topiturii de silicat formînd crusta solidă, iar o altă parte a rămas în atmosferă.

Goldschmidt (1955) reia în discuţie existenţa oxigenului în atmosferă şi arată că atmosfera iniţială a pămîntului conţinea foarte puţin oxigen sau poate era chiar lipsită de acest gaz. În susţinerea acestei teorii se aduce ca argument lipsa sau raritatea oxigenului în gazele erupţiilor vulcanice. De aici şi ideea că oxigenul nu este un constituent esenţial al emanaţiilor magmatice. În anul 1941, Poole (din Rankama şi Sahama, 1970) a sugerat că „disocierea fotochimică a vaporilor de apă din stratosferă, în cursul istoriei geologice a pămîntului, a condiţionat acumularea lentă a oxigenului în atmosfera care iniţial conţinea oxigen numai sub formă de vapori de apă". Un an mai tîrziu, Wildt (1942) combate această idee, susţinînd că marea masă de oxigen din atmosferă se datorează proceselor fotosintezei şi că, iniţial, în jurul pămîntului a existat totuşi o cantitate mică de oxigen de natură anorganică care a permis începutul vieţii.

În fine, o mică cantitate de oxigen mai rezultă din disocierea apei, fie sub influenţa radioactivităţii, fie prin acţiunea razelor ultraviolete asupra vaporilor de apă.

În ceea ce priveşte izotopii oxigenului, aceştia sînt în număr de trei : $^{16}O = 99{,}76\%$; $^{17}O = 0{,}04\%$ şi $^{18}O = 0{,}20\%$. În atmosferă, raportul $^{16}O/^{18}O = 19{,}2$. Izotopul ^{18}O este concentrat în sferele superioare ale pămîntului şi este fixat selectiv de organisme. El este mai abundent în apele mărilor decît în cele ale rîurilor şi lacurilor.

Scanned with OKEN Scanner

Datele cu privire la variaţiile naturale ale izotopilor oxigenului sînt redate sub formă de raporturi ale $^{18}O/^{16}O$ sau $\delta\,^{18}O$, care este deviaţia raportului $^{18}O/^{16}O$ per milion. Valoarea raportului $^{18}O/^{16}O$ pentru carbonaţi se consideră de circa 4‰.

Compston (1960) a încercat să stabilească o legătură între izotopii oxigenului şi temperatura mediului de sedimentare (paleotemperatura). El a demonstrat că este posibil să se folosească raportul $^{18}O/^{16}O$ conţinut în carbonaţii marini pentru determinarea fluctuaţiilor de temperatură a apei în mările vechi.

Clayton şi Epstein (1958) şi Epstein şi colab. (1964) au folosit raportul $^{18}O/^{16}O$ şi $\delta\,^{18}O$ în studii privind originea dolomitelor sedimentare. Ei au sugerat că dolomitele care au precipitat într-un mediu acvatic cu temperatura de circa 18—20°C ar avea un raport $^{18}O/^{16}O$ mai mare cu 6—10/1 000 decît calcitele sau aragonitele singenetice. După aceşti autori este de aşteptat ca între dolomitele şi calcitele care au precipitat în aceleaşi condiţii de mediu să existe valori diferite ale raportului $^{18}O/^{16}O$ de circa 6—10/1 000. Aceste valori par a se păstra nealterate chiar în cazul unor dolomitizări ulterioare (diagenetice sau epigenetice) ale depozitului carbonatic. Adică raportul izotopic al calcitului preexistent va fi moştenit de către dolomitul secundar fără nici o schimbare valorică (Epstein şi colab., 1964). Spre deosebire de calcit şi aragonit, dolomitul nu se adaptează cu uşurinţă la schimbările de temperatură şi se consideră că pe perioada depunerii lui raportul $^{18}O/^{16}O$ este constant. Această calitate face ca dolomitele penecontemporane de origine marină să fie considerate drept etalon pentru determinarea paleotemperaturii mărilor vechi. Alte studii asupra izotopilor au demonstrat că mineralele carbonatice din medii marine cu evaporaţie slabă sau lipsite de evaporaţie tind să fie îmbogăţite în izotopii uşori ai oxigenului. Totuşi, dacă unele procese de evaporaţie tind să ducă la o îmbogăţire în izotopii grei (^{18}O), aceasta se datoreşte faptului că izotopii uşori sînt antrenaţi de CO_2 şi trecuţi în atmosferă. Îmbogăţirea dolomitelor cu izotopi grei de oxigen (şi de carbon) ar indica o evaporaţie intensă. La rezultate asemănătoare au ajuns Friedman şi Neev (1966 din Sanders şi Friedman, 1967), care au constatat că aragonitul din sedimentele din Marea Moartă conţine izotopi grei, iar calcitul, izotopi uşori, fapt care ar sugera că aragonitul s-a format în condiţiile unei evaporaţii intense, în timp ce calcitul s-a constituit, probabil, ca un produs biochimic rezultat în urma descompunerii unor sulfaţi de calciu de către bacterii (Friedman, 1971).

Scanned with OKEN Scanner

I. 8. Manganul

Manganul se situează în coloana a şaptea a sistemului periodic, avînd numărul atomic 25 şi greutatea atomică 54,93. Are duritatea 5, densitatea 7,2, punctul de topire 1 260°C, iar punctul de fierbere 1 900°C. A fost descoperit în anul 1774 de către Scheele în mineralul piroluzit sau „magnizia nigra", de unde i se trage şi numele.

Manganul este întîlnit în meteoriţi, în rocile magmatice şi destul de frecvent în rocile sedimentare. Geochimic, el este un metal puternic litofil, cu caractere oxifile în partea superioară a litosferei.

Migraţia manganului începe odată cu alterarea rocii-gazdă, cînd se dizolvă şi trece în soluţie îndeosebi sub formă de $Mn(CO_3H)_2$. Este mai solubil decît fierul şi circulă în soluţii moleculare sau coloidale din care se depune prin precipitare sub formă de carbonaţi, oxizi sau hidroxizi. Alte surse ale manganului ar fi aporturile juvenile şi, într-o măsură mai redusă, descompunerea organismelor.

Precipitarea şi depunerea primară a manganului sînt legate de doi factori : faciesul geochimic şi distanţa de la ţărm. În mediile oxidante prin excelenţă şi apropiate de ţărm se depun formele de oxizi ai manganului tetravalent, de tipul piroluzitului. Pe măsură ce distanţa de ţărm creşte şi oxigenul scade ca abundenţă apar oxizii trivalenţi de tipul manganit, iar în zonele de larg, unde caracterul reducător predomină, apar depunerile sub formă de carbonaţi. Precipitarea manganului mai poate fi declanşată de o serie de microorganisme şi bacterii. Acestea, prin oxidarea bicarbonatului din soluţie, creează condiţii de formare a oxidului de mangan, care după atingerea unei anumite abundenţe, declanşează precipitarea catalitică a întregii cantităţi de mangan din soluţie. Manganul prezent în soluţii provine fie din erupţii subvulcanice (cazul oxizilor de mangan din jaspurile mezozoice din Munţii Apuseni, Papiu, 1960), fie că este adus de pe continent în stare coloidală (Betehtin, 1956). Pe de altă parte, bicarbonatul manganos prezent în soluţie poate reacţiona cu calcitul pentru a forma carbonatul manganos sau rodocrozitul, după ecuaţia :

$$Mn(CO_3H)_2 + CaCO_3 \rightarrow MnCO_3 + Ca(CO_3H)_2.$$

În sedimentele carbonatice manganul prezintă adesea concentraţii mult superioare fierului, aceasta datorîndu-se posibilităţii de înlocuire a calciului prin mangan, posibilitate care la fier este mai redusă din cauza diferenţei mari dintre razele ionice ale calciului şi fierului. Sub formă de $MnCO_3$, manganul este întîlnit, de regulă,

în sedimentele de mare adîncă, unde s-a format fie prin precipitare chimică, fie prin extragere din apa mărilor prin intermediul organismelor și al bacteriilor. Unele date au scos în evidență că manganul se concentrează de preferință în sedimentele mai fine, constatare valabilă și pentru calcare. Strahov și colab. (1956), pe baza unor studii efectuate asupra depozitelor frasnianului inferior și carboniferului inferior, au ajuns la concluzia creșterii conținutului în mangan proporțional cu depărtarea de țărm.

I. 9. Fierul

Dacă elementul carbon a fost denumit „elementul de bază a tot ce este viu" (Fersman, 1954), fierul poate fi denumit „elementul care întreține viața" sau „elementul civilizației". El este situat în capul coloanei a opta din sistemul periodic, avînd numărul atomic 26, iar greutatea atomică 55,85. Are densitatea 7,87, duritatea 4—5, punctul de topire 1 535°C și punctul de fierbere 3 000°C. Este considerat ca cel mai important metal din scoarța pămîntului, fiind întîlnit atît în rocile magmatice — mai rar în rocile magmatice acide —, cît și în cele sedimentare și metamorfice.

Fierul apare în cantități foarte mari în atmosferele stelelor incandescente, inclusiv în atmosfera soarelui, unde este de două ori mai abundent decît magneziul. Această abundență există și în meteoriți. În scoarța pămîntului fierul participă în proporție de 4,5%, fiind cel mai răspîndit metal din scoarța terestră (tabelul nr. 9).

Tabelul nr. 9

Conținuturile de FeO și Fe_2O_3 în roci magmatice și în unele roci sedimentare (după Rankama și Sahama, (1970)

Roca	FeO(%)	Fe_2O_3(%)	Fe_2O_3/FeO
Roci magmatice	3,80	3,08	0,73
Șisturi argiloase	2,46	4,03	1,47
Mîluri terigene	2,80	5,07	1,98
Gresii	0,30	1,08	3,24

Din tabelul nr. 9 reiese că raportul dintre Fe^{3+} și Fe^{2+} este mai mic în rocile magmatice decît în cele sedimentare, ca urmare a predominării fierului feros în rocile magmatice.

Migrația fierului începe concomitent cu alterarea rocii-gazdă, fiind dus de ape în cantități imense și depus sub diverse combinații

Scanned with OKEN Scanner

pe fundurile adînci ale mărilor şi lacurilor. Factorii care influenţează migrarea lui sînt oxigenul şi bioxidul de carbon. Pe parcursul migraţiei unele bacterii îl selectează şi îl fixează în mici corpuscule (nodule) feruginoase ale căror dimensiuni pot ajunge mărimea bobului de mazăre. Este întîlnit atît în apele continentale, cît şi în cele marine, ceea ce contribuie la înlesnirea circulaţiei acestui element în natură (fig. 2).

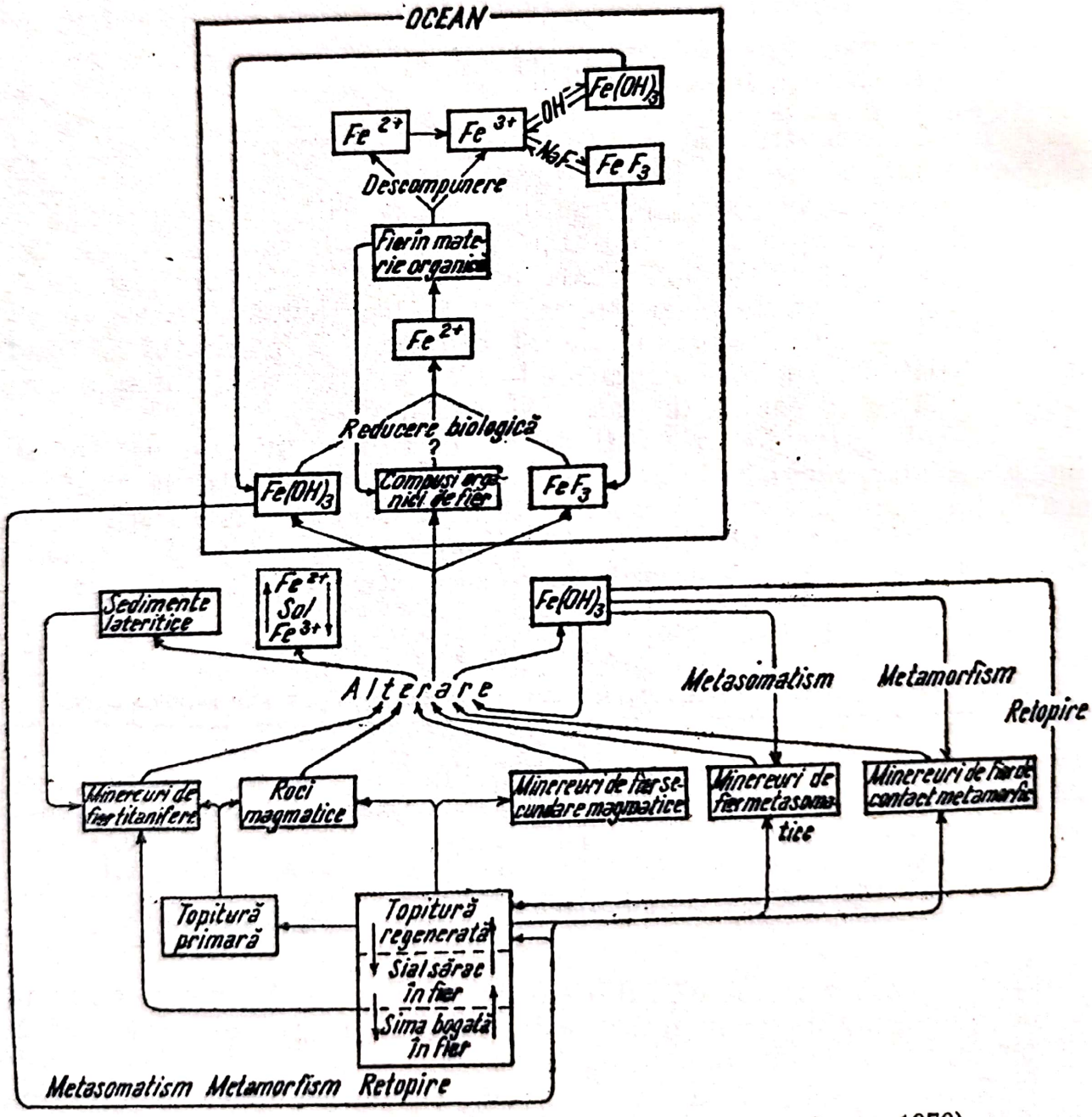


Fig. 2. — Ciclul fierului în natură (după Rankama şi Sahama, 1970).

Scanned with OKEN Scanner

Oxidarea Fe^{2+} în Fe^{3+} reprezintă cel mai important proces din ciclul fierului, prin care fierul feric precipită depunîndu-se ca minereu. În lipsa oxigenului, fierul feros este uşor dizolvat în apă de către bioxidul de carbon rezultînd $Fe(HCO_3)_2$, care se disociază parţial în soluţia apoasă. Dacă bioxidul de carbon este eliminat din soluţie atunci precipită $FeCO_3$. Bioxidul de carbon poate fi scos din soluţie cînd se strică echilibrul de presiune dintre atmosferă şi hidrosferă (presiunea atmosferică scade) sau cînd se produce o creştere a temperaturii soluţiei urmată de degajarea CO_2. Bioxidul de carbon mai poate fi sustras şi prin procesele fotosintezei.

Carbonatul feros prezintă o instabilitate în prezenţa oxigenului atmosferic sau a celui dizolvat în apă şi de îndată ce se creează condiţii el trece în compuşi ferici. Pe de altă parte, $Fe(HCO_3)_2$ se descompune în hidroxid feric şi CO_2. Fierul feric nu formează bicarbonat, dar bicarbonaţii alcalini din soluţie pot precipita carbonat feros în prezenţa sulfatului feros, dizolvat.

La descompunerea bicarbonatului feros în hidroxid feric şi la formarea acidului sulfuric pot contribui şi microorganismele. Atkins (1930) a constatat că $Fe(OH)_2$ precipită la $pH = 5{,}1$, în timp ce $Fe(OH)_3$ precipită la $pH = 3$.

Sub aceste forme de soluţii coloidale de $Fe(OH)_3$ în prezenţa oxigenului şi de ioni de Fe^{2+} în absenţa oxigenului şi prezenţa bioxidului de carbon, fierul migrează în apa oceanelor şi mărilor unde formează depuneri concentrate. Dar din fierul eliberat prin alterare numai o mică parte ajunge în largul oceanelor şi mărilor, cea mai mare parte fiind sustrasă în timpul transportului şi depus în lacuri, bălţi şi lagune, unde precipită sub formă de oolite feruginoase şi de silicaţi de tipul glauconitului.

Printre reacţiile principale care duc la precipitarea fierului bivalent se consideră şi reacţia dintre sulfaţi şi carbonaţi care în funcţie de rH duc la formarea de oxizi sau carbonaţi ai Fe^{2+}.

$$FeSO_4 + CaCO_3 \rightarrow FeCO_3 + CaSO_4$$

Aceasta ar fi una din căile principale de formare a sideritului. O altă cale este aceea a provenienţei din soluţiile bicarbonatate:

$$Fe(CO_3H)_2 \leftrightarrows FeCO_3 + H_2O + CO_2$$

În fine, sideritul se mai poate forma prin reacţia $Fe(CO_3H)_2$ cu calcarele:

$$Fe(CO_3H)_2 + CaCO_3 \rightarrow FeCO_3 + Ca(CO_3H)_2$$

În plante şi animale fierul este aproape tot atît de abundent ca în hidrosferă.

Scanned with OKEN Scanner

I. 10. Cuprul

Cuprul este un metal gălbui-roşcat, foarte maleabil şi ductil. Nu este atacat în aer uscat, dar intră în reacţie cu CO_2 din aerul umed, acoperindu-se cu o crustă gri-verzui, care este un carbonat bazic de cupru. Are numărul atomic 29, greutatea atomică 63,56, greutatea specifică 8,92, duritatea 2,5—3,0, punctul de fierbere 2 310°C, iar cel de topire 1 083°C. Este cunoscut din cele mai vechi timpuri, iar numele îi vine de la insula Cipru, unde în antichitate exista o industrie dezvoltată a obiectelor de cupru. În natură se întîlneşte sub formă nativă sau ca sulfură de cupru (Cu_2S), calcopirită ($CuFeS_2$), oxizi (Cu_2O), sulfaţi şi carbonaţi bazici (malachit — $CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$ şi azurit — $2CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$). Din punct de vedere geochimic cuprul este un element calcofil cu tendinţă siderofilă.

Migraţia cuprului începe cu alteraţia sulfurilor de cupru existente în rocile magmatice. Din acestea el este spălat şi trecut în soluţie sub formă de sulfat cupric. O parte din aceste soluţii migrează sub zona de oxidare, iar altă parte rămîne deasupra apelor subterane unde reacţionează cu sulfurile minerale nealterate şi dă naştere la sulfuri bogate în cupru (calcozina şi calcopirita), la oxizi (cupritul şi tenoritul) şi la carbonaţi (malachitul şi azuritul).

Din zona de alterare soluţiile cuprifere pot fi transportate pe fisuri unde se depun sub formă de sulfaţi şi carbonaţi sau pot fi reţinute de mîlurile argiloase sapropelice în care precipitarea sulfurilor de cupru poate fi intensă ducînd la concentrarea cuprului. Spre exemplu şisturile bituminoase din R.F.Germania, România şi U.R.S.S.

O mare parte a cuprului este reţinută în sedimentele pelitice (hidrolizate) sau trece în minereuri de fier şi mangan (oxidate)prin intermediul lacurilor şi mlaştinilor unde se formează compuşi de absorbţie, cum este $CuMn_2O_5$. Conţinutul de cupru din unele roci sedimentare este dat în tabelul nr. 10.

Spre largul mărilor numai o parte redusă din cantitatea de cupru este transportată, fapt pentru care apele mărilor sînt sărace în acest element. Mai este reţinut şi de unele organisme marine care contribuie astfel la sărăcirea în cupru a apelor marine. Se consideră că o mică cantitate de cupru este adusă în apa mărilor şi de vulcani.

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul nr. 10

Conținutul mediu de cupru din unele rocisedimentare

Roca	Cu(g/t)
Silt de Mississippi (Clarke, 1924)	34
Argile (în general) ,, ,,	128
Argile roșii ,, ,,	160
Miluri terigene albastre (Siebenthal, 1915)	7
Nodule de mangan ,, ,,	3 000
Sedimente argiloase (Carobi și Pieruccini, 1943)	192
Calcare triasice de Limpedele (Suceava)	20,8
Calcare cretacice de Cernavodă—Constanța	1,3
Calcare jurasice de Zebil—Tulcea	3,6
Calcare jurasice de Dragoslavele	0,8
Calcare sarmațiene de Măgura—Buzău	0,3
Calcare, în general (Siebenthal, 1915)	20,2
Dolomite ,, ,,	7,5
Dolomite primare de Capidava—Tulcea	0,3

I. 11. Zincul

Zincul este inserat în coloana a 12-a a sistemului periodic, avînd numărul atomic 30 și greutatea atomică 65,38. A fost descoperit de Paracelsus pe la jumătatea secolului al 16-lea. Numele și l-a luat de la cuvîntul „zinco" adică eflorescență albă. Aparițiile abundente în natură sînt sub formă de sulfuri, mai cu seamă ca sfalerit (sulfură de zinc). Este întîlnit atît în constituția rocilor magmatice, cît și în cea a rocilor sedimentare. Din punct de vedere geochimic, zincul este un element predominant calcofil. În geosfere el este un element oxifil.

Tabelul nr. 11

Conținutul de zinc în unele roci sedimentare (din Rankama și Sahama, 1970)

Roca	Zn(g/t)
Gresii	<20
Argile	80—230
Argile șistoase	200—1 000
Oolite	80
Siderite	40
Calcare ordoviciene	50

Ciclul zincului începe odată cu alterarea rocilor, fiind transportat în soluție sub formă de sulfat sau cloruri. Prezența sa este dovedită atît în apele de suprafață, cît și în cele subterane, unde ionul Zn^{2+} este foarte mobil. El este sustras din rocile-gazdă și redepus sub formă de sulfuri, oxizi, carbonați și silicați. De regulă el se concentrează în mîlurile argiloase slab reducătoare unde se depune sub formă de sulfat. Unele depozite continentale de lac bogate în mangan îl extrag din soluție concentrîndu-l în cantități mult superioare celor din rocile magmatice (tabelul nr. 11).

Scanned with OKEN Scanner

Smithsonitul, care este un carbonat de zinc, este izomorf cu calcitul şi se formează, de regulă, prin precipitarea zincului prezent în soluţiile marine. Trebuie menţionat că, uneori, smithsonitul este asociat cu un carbonat de cadmiu denumit otawit — $CdCO_3$.

I. 12. Plumbul

Plumbul ocupă ultimul loc din coloana a 14-a din sistemul periodic, avînd numărul de ordine 82, iar greutatea atomică 202,21. Din punct de vedere geochimic este considerat, în primul rînd, ca element siderofil şi mai puţin ca element calcofil. În litosferă prezintă o afinitate pronunţată pentru sulf şi oxigen, către partea superioară a litosferei plumbul devenind net oxifil. Asemănător stronţiului (Sr^{2+} : r = 1,27 Å), plumbul (r = 1,32 Å) înlocuieşte parţial calciul (Ca^{2+} : r = 1,06 Å) atît în mineralele formate la temperaturi înalte, cît şi în cele formate la temperaturi joase (Rankama şi Sahama, 1970).

Mineralul carbonatic cel mai important al plumbului este ceruzitul, unul din compuşii stabili în zona de oxidare. El se formează în urma acţiunii bioxidului de carbon şi a bicarbonaţilor asupra $PbSO_4$. În timpul migrării sale, plumbul este totuşi transportat, de regulă, sub formă de bicarbonat care este mult mai solubil decît carbonatul simplu. În apele mărilor şi oceanelor plumbul precipită sub formă de sulfură, fiind reţinut apoi prin adsorbţie de sedimente : circa 20 g/t Pb în argile şi 5—10 g/t Pb în calcare. Pentru calcarele şi dolomitele din America, Siebenthal (din Rankama şi Sahama, 1970) a calculat 32,6 g/t Pb, iar în unii corali s-a raportat circa 20 g/t Pb.

În biosferă, plumbul constituie un microcomponent al multor plante marine şi de uscat. El este prezent de asemenea în multe organisme animale, îndeosebi în corali, crustacee şi moluşte.

Se cunosc patru izotopi ai plumbului : ^{208}Pb, ^{207}Pb, ^{206}Pb, care provin din uraniu, actinouraniu şi toriu, şi ^{204}Pb, care este considerat ca fiind plumb primar, deci nu provine din dezintegrare radioactivă.

Capitolul II

Chimismul şi mineralogia rocilor carbonatice sedimentare

II. 1. Chimismul rocilor carbonatice sedimentare

În ansamblu, factorii care determină compoziţia chimică (elementară) a rocilor carbonatice sedimentare sînt cuprinşi în trei grupe (Fairbridge şi Chilingar, 1967): 1) factori fizico-chimici iniţiali (natura ionilor şi a soluţiilor); 2) factori organici (efecte metabolice directe şi indirecte, alterări, procese bacteriene care persistă lung timp, chiar şi după îngroparea sedimentului); 3) factori anorganici (diagenetici, modificaţii ale sedimentului pe timpul şi după îngropare).

Elementele mai importante pentru rocile carbonatice sînt Ca, Mg, Mn, Fe^{2+}, Sr, Ba, Pb, Zn, Ni, Co, Cd. Uneori, aceste elemente apar ca urme, ele fiind caracteristice anumitor minerale carbonatice, spre exemplu: pentru calcit: Mg, Fe^{2+}, Sr, Ba, Co, Zn; pentru aragonit: Sr, Pb, Mg, Mn (foarte rar); pentru dolomit: Fe^{2+}, Mn, Pb, Co, Ba, Zn; pentru siderit: Mn, Mg, Ca, Zn, Co; pentru ankerit: Fe^{2+}, Mn; pentru magnezit: Fe^{2+}, Ca, Mn, Ni, Co, Zn; pentru rodocrozit: Ca, Fe^{2+}, Mg, Zn, Co, Cd; pentru stronţianit şi witherit: Co, Mg.

Elementele care se găsesc în apa mărilor şi oceanelor şi care pot fi cooptate (incluse) în compoziţia chimică a calcarelor organice sau anorganice sînt: C, H, N, O, P, S, Cl, Na, K, F, Mg, Si, Ca, Fe, Cu, B, Mn, Pb, Ni şi I.

Elementele care apar în apa mărilor şi oceanelor în cantitate mai mare de 10^{-4}% p.p.m. sînt concentrate în organisme în proporţii de 10—100 de ori mai mari. Dar şi elementele prezente în cantităţi mai mici de 10^{-5}% p.p.m. sînt folosite de organisme. Conţinutul maxim de $MgCO_3$ în carbonatul de calciu precipitat anorganic este de aproximativ 4%, pe cînd în cel precipitat organic prezintă valori de pînă la 30%.

Scanned with OKEN Scanner

Este important să se facă distincţia între organismele mai evoluate filogenetic, care secretă carbonaţi în scheletul organic, şi organismele inferioare, cum sînt algele, care creează doar un micromediu favorabil pentru precipitare, prin îndepărtarea CO_2, ridicarea pH-ului şi protejarea carbonaţilor proaspăt formaţi de curenţii dispersionanţi.

Un parametru important în determinarea compoziţiei chimice a rocilor carbonatice este raportul Ca/Mg. Acest raport prezintă evidente variaţii în funcţie de timpul geologic, de apariţia şi dezvoltarea exuberantă a anumitor organisme, de modificările ce însoţesc îngroparea sedimentelor, de gradul de cristalinitate al acestora, precum şi de depărtarea faţă de linia ţărmului.

Unele exemple ce ilustrează schimbările compoziţiei chimice a rocilor carbonatice, în coloana litologică terestră, progresiv cu timpul, sînt prezentate de Wolf şi colab. (1967). Analizele a numeroase probe de calcare efectuate de aceşti autori au arătat că există o creştere a mediei raportului Ca/Mg, urcînd în coloana litologo-stratigrafică. Aceasta s-ar explica printr-o alterare selectivă a calciului faţă de magneziu, în sedimente, şi printr-o „întoarcere" a calciului pe continent (uscat), ceea ce duce la o creştere progresivă, în timp, a raportului Ca/Mg.

Wolf (1965), Wolf şi colab. (1967) şi Teodorovici (1960 şi 1961), pe baza analizelor efectuate pe roci carbonatice din Platforma Rusă, comparate cu rezultatele obţinute pe probe recoltate din depozite carbonatice din America de Nord şi din alte zone de pe glob, au constatat că valoarea conţinutului actual de magneziu din diverse faciesuri carbonatice scade pînă la 1/25 din valoarea Mg conţinut în depozitele carbonatice proterozoice, în timp ce conţinutul în Ca creşte cu 40%, pentru aceeaşi perioadă de timp. În acest context, Teodorovici (1961) a arătat că în geneza carbonaţilor s-au produs schimbări progresive, în timp, astfel: în precambrian şi paleozoicul inferior s-au format cu precădere dolomitele precipitate chimic; în paleozoicul superior şi triasic-jurasic inferior s-au format atît dolomitele precipitate chimic, cît şi cele diagenetice, iar începînd cu mezozoicul superior predomină dolomitele diagenetice. Raportul Mg/Ca crescut (în perioadele geologice vechi), favorabil formării dolomitului, a fost stimulat de prezenţa anionilor SO_4^{2-} care au format compuşi cu Ca^{2+} dînd astfel posibilitatea Mg^{2+} să se combine cu CO_3^{2-} din soluţii.

În timpul cretacicului, raportul Ca/Mg a fost simţitor influenţat de apariţia explozivă a foraminiferelor. Aceste organisme au sustras cantităţi mari de calciu din apa mării pe care l-au înglobat apoi în sedimente, favorizînd creşterea raportului Ca/Mg.

Scanned with OKEN Scanner

Aşa după cum s-a amintit, compoziţia chimică a carbonaţilor este influenţată şi de subsidenţa sau emergenţa sedimentelor. Dacă prin sedimentele subsidente circulă soluţii bogate în ioni de Mg^{2+} se creează condiţii favorabile dolomitizării acestora (anadiageneză). Un sediment carbonatic în emersie oferă condiţii favorabile de transformare a carbonaţilor metastabili în carbonaţi stabili.

În ceea ce priveşte gradul de cristalinitate, s-a observat (Chave, 1954) că raportul Ca/Mg scade progresiv cu dezvoltarea cristalelor (granulelor). Aşa, de exemplu, în depozitele carbonatice din Florida şi Bahamas, fracţiunea $> 0{,}062$ mm tinde să aibă proporţia cea mai mare de calcit magnezian şi cel mai mic raport Ca/Mg, în timp ce fracţiunea $<0{,}001$ mm are cel mai mare procent de aragonit şi cel mai mic procent de calcit magnezian (avînd de asemenea cel mai mare raport de Ca/Mg).

Raportul Ca/Mg din sedimentele carbonatice creşte progresiv cu depărtarea de ţărm, creştere care poate fi atribuită (Wolf şi colab., 1967) algelor coraline bogate în magneziu ce se dezvoltă în apele de lîngă ţărm.

Faptul că valoarea maximă a conţinutului de $MgCO_3$ din carbonatul de calciu precipitat anorganic este de numai 4%, faţă de 30% în carbonaţii precipitaţi organic, atestă ipoteza lui Chave (1954), care susţine că nu există procese anorganice care să formeze calcit magnezian în condiţii superficiale de mediu. Trebuie însă să se aibă în vedere unele excepţii cum ar fi, spre exemplu, alterarea diagenetică timpurie a carbonaţilor precipitaţi.

Un alt parametru important în determinarea compoziţiei chimice a rocilor carbonatice este raportul Sr/Ca, care, asemănător raportului Ca/Mg, poate furniza şi unele date asupra condiţiilor de sedimentare. Astfel, Sternberg şi colab. (1959) au demonstrat o creştere gradată a conţinutului de $SrCO_3$ de la ţărm către zonele de larg ale bazinelor de sedimentare. El a calculat valorile de 60—150 p.p.m. pentru zonele din spatele recifilor (lagună), 150—420 p.p.m. pentru zonele din faţa recifilor şi 380—1 570 p.p.m. pentru sedimentele bazinale.

Raportul Sr/Ca din organisme depinde în primul rînd de raportul Sr/Ca din apa mediului, apoi de salinitate, de factorii filogenetici, de temperatură şi de reţeaua cristalelor scheletului organic (polimorfism). Kulp (din Wolf şi colab., 1967) a observat că fosilele din depozitele miocenului din formaţiunea de Colvert prezintă un conţinut de Sr constant. S-a tras concluzia că fosilele aceluiaşi facies prezintă acelaşi raport Sr/Ca.

Scanned with OKEN Scanner

Se consideră că raportul aragonit/calcit în multe organisme creşte cu temperatura. Cum conţinutul de stronţiu este practic mai mare în aragonit, prezenţa lui ar putea să dea indicaţii asupra temperaturii mediului. La această ipoteză a ajuns Lowenstam, în 1954, care constată o mărire a conţinutului de Sr în raport cu creşterea temperaturii (la *Serpulidae)*. Ipoteza este infirmată însă de Chave (1954) care susţine că raportul Sr/Ca prezintă, uneori, valori asemănătoare atît pentru medii de temperatură ridicată, cît şi pentru cele de temperatură joasă. Ipoteza lui Lowenstam este reluată în discuţie de Dodd (1963) care, printr-un studiu amănunţit asupra conţinutului de Sr din scheletul carbonatic al genului *Mytilus*, a demonstrat că acest conţinut este direct proporţional cu creşterea temperaturii.

În ceea ce priveşte salinitatea mediului, Lowenstam (1963), efectuînd un studiu asupra brahiopodelor din ape cu salinitate apropiată de cea a oceanelor (33,5—36,5‰), a constatat că, în majoritatea cazurilor analizate, conţinutul în $SrCO_3$ este influenţat de temperatură : la aceeaşi salinitate, pentru mediile cu temperatură ridicată (diferenţa de 5—8°C), conţinutul în $SrCO_3$ creşte.

Pentru carbonaţii anorganici s-a constatat că, în cele mai multe cazuri, raportul Sr/Ca este mai mic decît cel al soluţiei din care au precipitat. În unele cazuri, totuşi, s-a observat că valoarea raportului Sr/Ca din carbonaţi este egal sau chiar mai mare decît cea a soluţiilor din care au precipitat : raportul Sr/Ca din oolitele sedimentare din Great Salt Lake, Utah (din Wolf şi colab., 1967) este de 4,23/1,0 atomi, fiind aproximativ egal cu cel al apei (4,20/1,0 atomi). S-a constatat că dacă produsele solubile sînt mult excedentare şi dacă soluţiile nu au posibilitatea de schimb cu alte zone bazinale, precipitarea se efectuează în sistem închis şi raportul Sr/Ca al produselor carbonatice precipitate este egal cu acela al soluţiei. Pe de altă parte s-a observat că raportul Sr/Ca din apa mărilor este mai mare decît cel din aragonitele precipitate de organisme.

Prezenţa materiei organice (2—5%) într-un sediment carbonatic este, de multe ori, un indiciu al existenţei în roca respectivă a unor elemente minore sau care apar sub formă de urme, cum sînt : Mn, Mo, V, Ni, Pb, Cu, Ag, As, Ge, I, Br şi P. Aceste elemente apar, cantitativ, foarte redus, dar, în anumite condiţii de mediu, ele se pot concentra, devenind tot atît de importante ca elementele Ca şi Mg. Spre deosebire de elementele majore, care, uneori, prezintă evidente variaţii de conţinut în raport cu vechimea depozitelor carbonatice (spre exemplu Mg), elementele minore, cu excepţia Mn, au o distribuţie cantitativă uniformă în coloana litologică a rocilor carbonatice, ele nefiind influenţate de vechimea depozitelor respective.

Scanned with OKEN Scanner

Prezenţa unor concentraţii de elemente minore în anumite depozite carbonatice sedimentare s-ar datora, în exclusivitate, unor condiţii fizico-chimice şi biochimice specifice (mediului). Aceasta permite să se conchidă că elementele minore au posibilitatea unei distribuţii faciale, îndeosebi atunci cînd acestea sînt aduse de pe continent (Strahov, 1957).

Manganul din depozitele carbonatice apare în cantitate mai mare (35—400 p.p.m.) decît în alte roci sedimentare, aceasta fiind explicată prin relaţiile de izomorfism între Ca^{2+} şi Mn^{2+} (vezi şi subcap. I.8). Studii efectuate de Savul (1959, 1961) şi de alţi cercetători au arătat o scădere a conţinutului de mangan de la rocile mai vechi către cele mai noi. De asemenea acest element creşte cantitativ de la ţărm către largul bazinelor.

În ceea ce priveşte Zn şi Pb, aceste două elemente sînt controlate atît de factorii organici, cît şi de reţeaua cristalului. În rocile carbonatice Zn participă, în medie, cu 40—800 p.p.m., în timp ce Pb cu 18—45 p.p.m.

Participarea celorlalte elemente minore în rocile carbonatice este următoarea (în p.p.m.) : B 290—420 ; Ni 2—8,9 ; Cu 2,8—25 ; V 11—38 şi Ba 90—850.

Conţinutul de P înglobat în rocile carbonatice sub formă de P_2O_5 este, de regulă, foarte mic, sub valoarea medie de 2,7 p.p.m. găsit pentru litosferă. Conţinutul redus de P_2O_5 în carbonaţii organici s-ar explica prin reducerea fosforului primar din substanţa organică (mai puţin din cea anorganică) care, sub acţiunea bacteriilor anaerobe, poate fi îndepărtat sub formă de PH_3 (Kazakov, 1950 ; Wolf şi colab., 1967).

Ostrom (1963, din Chilingar şi colab., 1967) a arătat că media conţinutului de Ba, Mn şi Sr şi media seriei Ba şi Mn în calcare sînt mai mari decît mediile şi seriile acestor elemente din cochilii (calcare lumaşelice). Se admite deci că aceste elemente ar fi mai strîns asociate cu mineralele care compun calcarele decît cu cele din cochilii. Cele mai frecvente elemente în cochilii sînt : B, Cr, Cu, Fe, Pb, Mo, Ni, K, Na, Ti, V, Zn.

Nu rămîne lipsită de importanţă afirmaţia lui Malan (1964, din Chilingar şi colab., 1967) care susţine că în biohermele algale cuprul nu este concentrat în calcare, ci în argilele calcitice din interiorul recifului. Autorul citat consideră prezenţa cuprului în sedimentele din interiorul recifului ca format singenetic ; procesele secundare vor concentra cuprul în carbonaţi.

Conţinutul chimic al cîtorva calcare din ţara noastră este dat în tabelul nr. 12.

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul nr. 12

Analiza chimică a unor roci carbonatice din R.S. România

%	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	1,05	2,13	1,03	1,51	4,62	1,45	1,50	3,07	0,12	0,63
Al_2O_3	0,22	1,37	2,00	3,17	0,89	4,21	1,72	1,32	0,76	2,11
Fe_2O_3	0,79	1,05	0,92	1,00	0,62	0,84	0,13	0,13	0,27	0,41
FeO	1,51	2,20	1,41	1,31	0,32	1,60	0,20	0,42	0,70	0,38
MnO	0,13	0,10	0,13	0,04	0,02	0,07	0,02	0,07	0,10	0,08
CaO	51,43	49,80	51,54	50,32	54,02	53,00	54,05	53,10	29,80	29,64
MgO	0,02	—	0,02	—	—	0,40	—	—	20,52	20,10
Na_2O	—	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—
K_2O	—	—	—	—	—	—	0,03	—	—	—
S	urme	0,22	urme	—	—	—	—	—	urme	—
SrO	urme	urme	urme	—	—	urme	—	—	—	—
CO_2	43,12	37,84	43,09	41,09	42,72	42,50	41,85	42,48	42,88	43,90
P_2O_5	—	urme	urme	—	—	—	—	—	—	—
H_2O	0,87	1,10	0,76	0,49	0,61	—	—	—	2,64	2,10

Notă : *1*, Calcar eocen, cariera Baciu ; *2*, calcar sarmaţian, cariera Bunești ; *3*, calcar eocen, cariera Buru ; *4*, calcar triasic, cariera Căprioara ; *5*, calcar cretacic, cariera Cernavoda ; *6*, calcar cretacic, cariera Deleni ; *7*, calcar jurasic, cariera Dîmbovicioara ; *8*, calcar jurasic, cariera Mateiaș ; *9*, dolomit jurasic, cariera Capidava ; *10*, dolomit jurasic, cariera Delniţa.

II. 2. Mineralele rocilor carbonatice sedimentare

Principalele minerale ale rocilor carbonatice sedimentare sînt : seria calcitului : calcit, dolomit, siderit, ankerit, magnezit, rodocrozit şi vaterit ; seria aragonitului : aragonit, witherit, stronţianit

Scanned with OKEN Scanner

şi ceruzit. Dintre aceste minerale o importanţă deosebită pentru rocile carbonatice sedimentare prezintă numai calcitul, dolomitul, sideritul, ankeritul şi aragonitul. Ceilalţi carbonaţi amintiţi au o importanţă limitată, ei fiind întîlniţi în sedimentar cu totul local şi accidental.

II. 2. 1. Calcitul

Calcitul — CO_3Ca este unul din cele mai răspîndite minerale carbonatice, fiind cunoscut ca un constituent comun al rocilor carbonatice sedimentare, al depunerilor din izvoare termale sau roci bicarbonatate, al depunerilor din caverne şi fisuri (diaclaze), precum şi al depunerilor de precipitaţie din stalactite şi stalagmite. Calcitul mai apare frecvent ca produs al unor alterări al mineralelor carbonatice şi ca liant al rocilor detritice, unde se poate prezenta în cristale larg dezvoltate. O foarte mare cantitate de calcit este înmagazinată în cochiliile sau scheletele organismelor. De fapt, formarea calcitului, ca şi a altor carbonaţi izomorfi (dolomit, siderit, rodocrozit etc.) este dirijată direct de intervenţia organismelor care au capacitatea de a fixa, selectiv, carbonaţii (vezi subcap. I.4). Pe de altă parte, organismele intervin în formarea carbonaţilor prin acţiunea substanţelor rezultate din descompunere şi metabolism.

Carbonatul de calciu precipitat din apa marină cristalizează iniţial ca aragonit, acesta transformîndu-se ulterior în calcit. Spre deosebire de celelalte minerale carbonatice, calcitul în procesele diagenetice poate recristaliza la un gradient termic redus şi la o presiune redusă a CO_2. Prin metamorfism trece în marmură, care este forma stabilă în toate fazele, deoarece presiunile din rocă sînt mai ridicate decît presiunea de disociere a carbonatului de calciu.

Între calcit şi magnezit posibilitatea de amestec izomorf este limitată. Calcitul, fie de origine organică, fie anorganică, conţine 0—3% molecule de $MgCO_3$. Excepţie fac unele roci organice cu frecvenţa mare în echinide, alge *(Lithothamnium)*, care pot conţine pînă la 20% molecule de $MgCO_3$ (Tröger, 1967). Posibilitatea de amestec cu Sr este de asemenea redusă, deşi razele ionice ale Ca şi Sr sînt apropiate (vezi tabelul nr. 3 şi subcap. I.4). Calcarele sedimentare

Scanned with OKEN Scanner

conţin în medie 0,06% Sr (Turekian şi Kulp, 1964). Amestecurile de Fe şi Mn sînt de asemenea limitate. Totuşi, în unele faciesuri sapropelice carbonatice (Vinogradov şi colab., 1964) s-a dovedit existenţa unor conţinuturi bogate în mangan şi fier.

Caracteristici. Calcitul se prezintă în cristale hexagonal-romboedrice. El poate fi fibros, granular, lamelar sau masiv-compact. Spărtura este dreaptă, rar concoidală; are luciu sticlos în varietăţile cristalizate şi mat în cele compact-masive. Culoarea prezintă o gamă foarte variată, în funcţie de impurităţile pe care le conţine: alb, gri, galben, verde, violet, brun şi chiar negru; urma albă; transparent sau opac, ocazional fosforescent sau fluorescent. O varietate transparentă larg cristalizată, folosită în optică, poartă numele de spat de Islanda, după numele ţării din care provine. Forma cea mai frecventă sub care se prezintă calcitul este dată în figura 3. Are un clivaj perfect în cele trei direcţii paralele cu romboedru, cu tendinţă de îngemănare după $01\bar{1}2$ (lamele polisintetice) (fig. 4). Îngemănările apar de regulă în planele de forfecare (la presiuni foarte mici). Valoarea

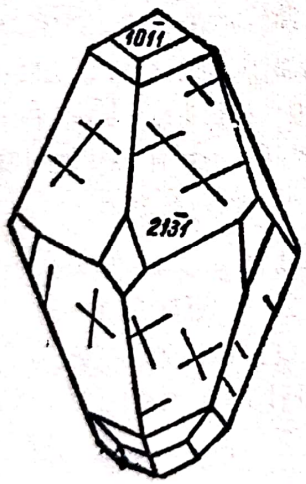


Fig. 3. — Cristal de calcit.

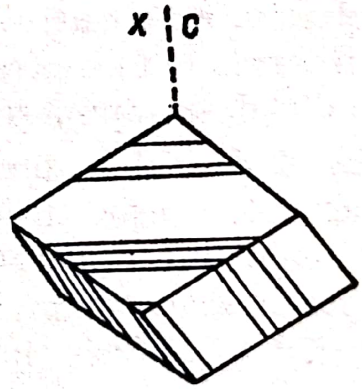


Fig. 4. — Cristal de calcit; clivaj după direcţiile paralele cu romboedru.

refringenţei, comparativ cu a celorlalte minerale carbonatice, este dată în figura 5. Deşi mineral uniax, prezintă adesea biaxialitate anormală, cu deosebire la calcitul masiv. În aceste cazuri valoarea lui 2V este variabil limitată: 0° — 10° — 25°.

În N || se observă lipsa contururilor în microagregate şi prezintă pleocroism de absorbţie. În N + prezintă macle poli-

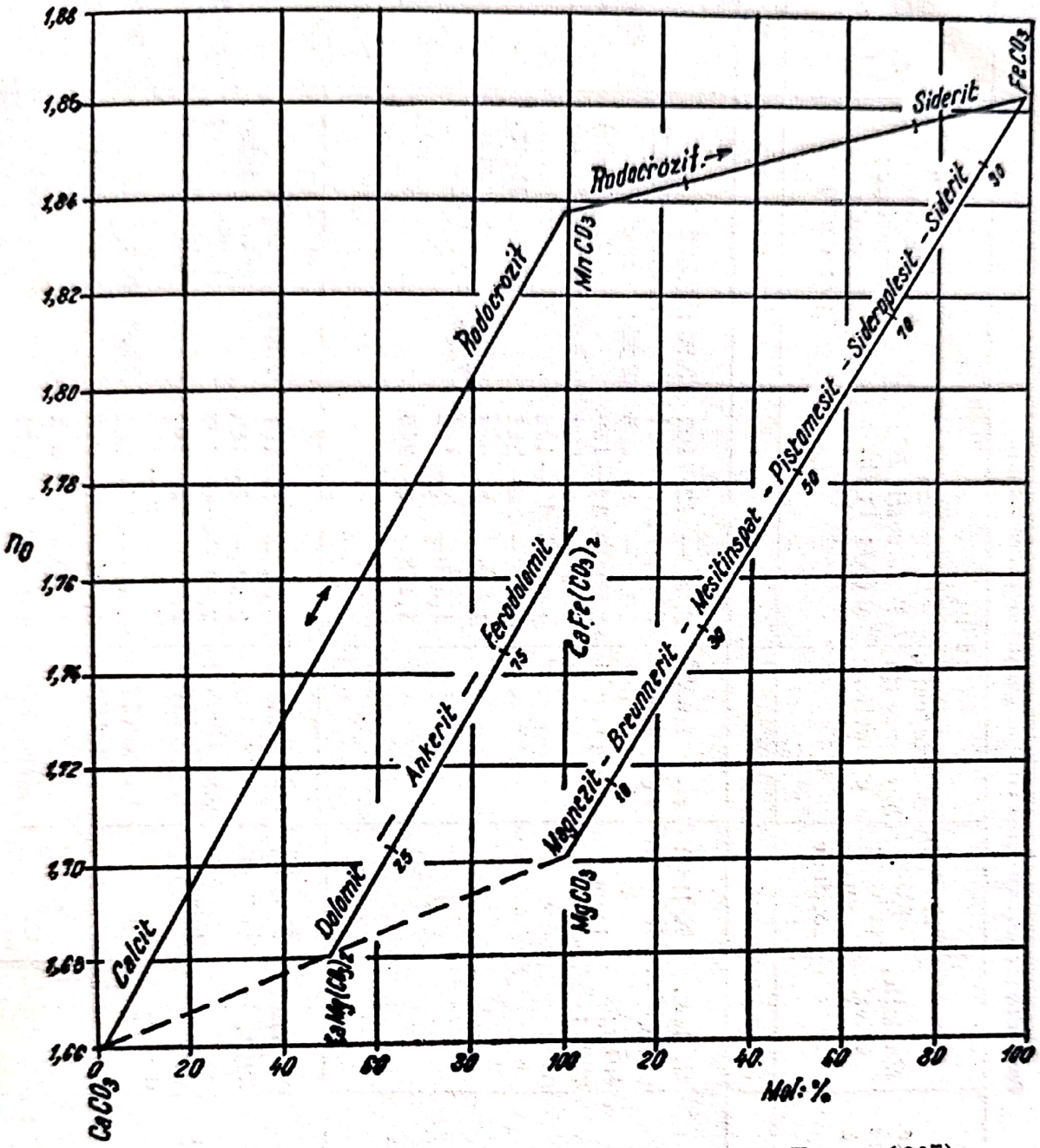


Fig. 5. — Diagrama grupei calcitului (după Kenedy, din Troger, 1967).

sintetice şi culori de birefringenţă de ordinul IV (alb de ordin superior).

Alte caracteristici ale calcitului se pot urmări în tabelul nr. 13 şi subcap. III.1 şi III.2.

Calcit pur sau în cristale larg dezvoltate este citat din Anglia, Mexic, S.U.A. (New Jersey, New York), România (zona Vărmaga şi zona Anieş).

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul nr. 13

Parametrii şi constantele fizice ale principalelor minerale carbonatice

Mineralul, sist. de cristaliz., compoziţia chimică	Habitus	Duritate, greutate specifică	Maclaţie, clivaj	Orientare optică, culoare în secţiune	Refringenţă, birefringenţă extincţie, 2V	Parametrii RX d (Å); I; (hkl)	Analiza I.R. Poziţia benz. de absorbţie; L. und; (μ; cm^{-1})	A.T.D. (°C)
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Calcit trig. $CaCO_3$	granular, fibros, columnar, metamorfoze, compact	D = 2,779 3,00 γ = 2,171	M. lam. $01\bar{1}2$. $10\bar{1}0$; 0001; $01\bar{1}2$	X || C; E = X incolor	n_e = 1,658 n_e = 1,486 Δ = 0,1719 (−); 45°	3,86 — 12—102 3,04 —100—104 2,85 — 3—006 2,50 — 14—110 1,927— 5—204 1,875— 17—116 1,626— 4—211 1,525— 5—214 1,510— 3—119 1,473— 2—215	3,93; 5,52 6,97 (11,42) 3,92; 5,52 6,97 (11,40) 7,02 (11,40) 7,05 (11,41) 712; 873; 1 435	480 675 950
Dolomit trig. $CaMg(CO_3)_2$	granular compact	D = 3,50— 4,00 γ = 2,87±	M. lam. $02\bar{2}1$. $10\bar{1}1$ 0001—	X || C; E = X incolor	n_o = 1,679— 1,698 n_e = 1,502— 1,513 Δ = 0,177— 0,185 (−); 45°	4,03 — 3—101 3,69 — 5—102 2,89 —100—102 2,54 — 8—105 2,19 — 30—113 1,848— 5—204 1,781— 30—009 1,545— 10—212 1,466— 5—214 1,431— 10—119	3,95; 5,50 6,90 (11,35) 6,95 (11,35) 6,97 (11,35) 730; 881; 1 453	600—800; 735 930

Scanned with OKEN Scanner

Siderit trig. $FeCO_3$	granular, sferolitic oolitic	D = 4,0— 4,5 γ = 3,89	M. lam. $0.\bar{1}12$ $10\bar{1}1$ 0001	X || C ; E = X cenușiu brun	n_0 = 1,851— 1,875 n_e = 1,612— 1,633 Δ = 0,239— 0,242 (—) ;45°	3,59 — 25—102 2,79 —100—104 2,56 — 2—006 2,34 — 15—110 1,962— 15—201 1,794— 20—108 1,730— 20—116 1,525— 5—121 1,504— 10—212	3,95 ; 5,50 (11,35) 7,03 7,06 (11,53) 7,08 (11,55) 737 ; 866 ; 1 422	450—600 ; 580 610—740
Ankerit trig. $Ca(MgFe)(CO_3)_2$	granular compact	D = 3,5— 4,0 γ = 2,90	M. lam. $02\bar{2}1$; $10\bar{1}1$ 0001	X || C ; E = X gălbui	asemănător dolomitului	2,899—100 2,199— 06 1,798— 06	726 ; 877 ; 1 450	755 825 930
Magnezit trig. $MgCO_3$	granular fibros compact	D = 4,0— 4,5 γ = 2,96	0001 $10\bar{1}1$ $01\bar{1}2$	X || C ; E = X incolor rar brun	n_0 = 1,700— 1,718 n_e = 1,509— 1,526 Δ = 0,191 (—) ; 45°	3,60 — 80—110 2,80 —100—112 1,73 — 40—213 1,485— 50—112 1,367— 10—224	895 ; 1 450	640 710
Vaterit $CaCO_3$	fibros rar radiar	D = 3,5 γ = 2,667	—	—	n_0 = 1,538 n_e = 1,625 Δ = 0,087 (—)	3,59 — 66 3,302 — 100 2,73 — 89	—	—

Scanned with OKEN Scanner

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Aragonit romb. $CaCO_3$	prismatic fibros radiar columnar	D = 3,5—4,0 γ = 2,94	M. lam 110 110 010 001	X || C Y || a Z || b incolor	n_g = 1,530 n_m = 1,682 n_p = 1,686 Δ = 0,156 (—); 0° 2V = 18°	4,21 — 2—110 3,34 —100—111 3,27 — 50—021 2,19 — 11—211 1,977— 65—221 1,882— 32—041 1,814— 23—132	3,95 ; 5,55 6,70 (11,42) 7,00 (11,63) 860 ; 1 450	450 ;970 ; 980
Witherit romb. $BaCO_3$	granular	D = 3,5—3,6 γ = 4,3	010 110	alb-gri	n_g = 1,529 n_m = 1,676 n_p = 1,677 Δ = 0,148 (—); 0°; 2V = 16°	4,56 — 3—101 3,72 — 10—111 3,05 — 3—112 2,63 — 6—200 2,14 — 5—212 1,94 — 5—131 1,65 — 3—231	4,00 ; 5,65 (11,63) 6,97 (11,63) 6,99 (11,62)	—
Stronțianit romb. $SrCO_3$	granular fibros radiar	D = 3,0 3,5 γ = 3,69	110	alb	n_g = 1,516—1,520 n_m = 1,664—1,667 n_p = 1,666—1,669 Δ = 0,150 (—); 0°; 2V = 7°	3,51 — 30—111 3,20 —100—111 2,45 —100—201 1,894— 70—123 1,716— 20— 1,279— 70—400	3,97 ; 5,57 6,80 (11,63) 6,88 (11,65)	—
Ceruzit romb. $PbCO_3$	granular	D = 3,0—3,5 γ = 6,55	110 021	gri	n_g = 1,803 n_m = 2,075 n_p = 2,076 Δ = 0,273 (—); 0° 2V = 80°30′	3,574—100—111 3,06 — 70—020 2,487— 90—201 1,941— 90—123 1,801— 50—222 1,70 — 20—005 1,637— 70—301	5,57 ; 6,95 (11,90) 7,13 7,17 (11,90) 7,18 (11,72)	—

Scanned with OKEN Scanner

II. 2. 2. Dolomitul

Numele mineralului a fost dat după numele savantului Deodat de Dolomieu care i-a descris pentru prima dată caracteristicile. După calcit, dolomitul este cel mai frecvent dintre carbonaţi. El corespunde la formula $CaMg(CO_3)_2$.

Se admite că dolomitul nu se poate forma (Garrels şi colab., 1960) prin precipitare primară direct din soluţii, ci că el ar fi un produs de transformare diagenetică timpurie, aproape sinsedimentară. Pârvu (1962) a pus în evidenţă însă existenţa unor dolomite primare (pl. I, fig. 1) precipitate direct din soluţii, iar Lucas (1955) a dovedit că depunerea dolomitului în apele marine este posibilă, fiind reglementată de pH (vezi şi subcap. I.4).

O altă cale de formare a dolomitului este prin transformarea diagenetică a scheletelor carbonatice bogate în magneziu sau prin metasomatoza magneziului din apa mării asupra recifilor coraligeni.

Mai sînt cunoscute unele dolomite în stratele de cărbuni, aşazisele dolomite de turbă. Sub formă de mineral accesoriu neoformat el mai apare în marne, gipsuri, şisturi argiloase şi chiar în silicolite. În aceste roci dolomitul apare sub formă de cuiburi sau cristale izolate.

Roca dolomit este un amestec de dolomit şi calcit, acesta din urmă reprezentînd cel mult 50%.

Dolomitul este miscibil cu calcitul şi magnezitul. Magnezitul poate fi înlocuit prin Fe^{2+} sau prin Mn^{2+}, termenii extremi rezultaţi fiind ferodolomitul şi manganodolomitul. Dolomitul cu un procent ridicat de fier (peste 13%) se numeşte ankerit şi în rocile sedimentare apare asociat cu sideritul. Recent a fost identificat un nou mineral dolomitic, haatitul — $Mg_3Ca(CO_3)_4$, care este un produs fin granular provenit prin alterarea dolomitului şi, uneori, a serpentinelor în procesul de milonitizare (Tröger, 1967).

Caracteristici. Dolomitul se prezintă în cristale romboedrice predominînd forma după $10\bar{1}1$. Are spărtura uşor aşchioasă, luciu sticlos spre perlat, culoarea variabilă: alb, roşu, gri, negru, brun, galben. Este transparent spre translucid. Avînd greutatea specifică mare (3,5—4,0), el poate fi separat cu ajutorul bromoformului. Clivajul este bun după $10\bar{1}1$ Prin presiune iau naştere forme ale căror plane de maclă sînt după $0\bar{2}21$. Spre deosebire de calcit, planele de maclă se dispun paralel cu diagonala lungă şi diagonala scurtă

Scanned with OKEN Scanner

ale romboedrului (fig. 6); la calcit, maclele sînt paralele cu muchiile romboedrului şi cu diagonala lungă. Deci în N | | prezintă habitus romboedric, feţele curbe şi structură zonară. În N + se observă macle care, atunci cînd apar, sînt paralele la ambele diagonale ale feţelor romboedrice

Analiza termodiferenţială pune în evidenţă două transformări caracteristice : 1) la descompunerea $MgCO_3$, între 600 şi 800°C, cu un efect endotermic maxim la 735°C şi 2) la descompunerea $CaCO_3$, care începe la 800°C, cu efect endotermic maxim la 950°C (fig. 7).

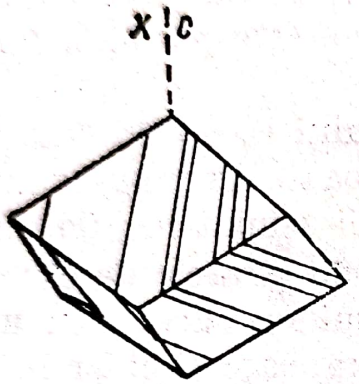


Fig. 6. — Cristal de dolomit; dispunerea planelor de maclă.

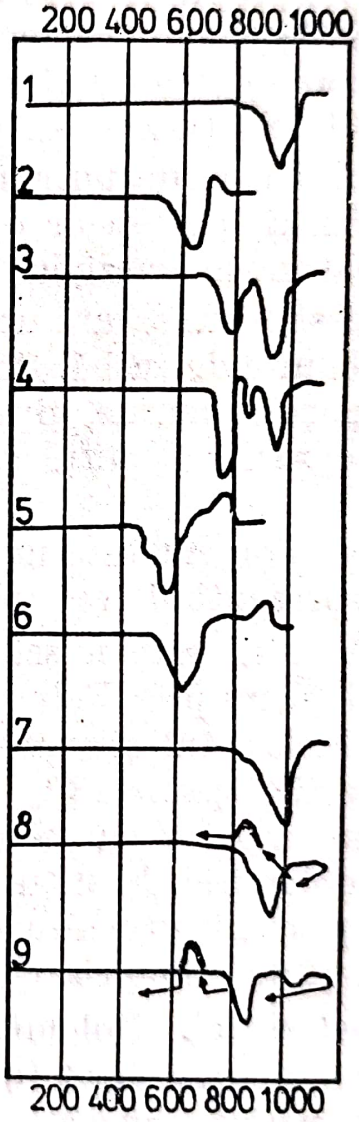


Fig. 7. — Curbele termice ale principalelor minerale carbonatice : *1*, calcit; *2*, magnezit; *3*, dolomit; → *4*, ankerit; *5*, siderit; *6*, rodocrozit; *7*, aragonit; *8*, stronţianit; *9*, witherit.

Alte caracteristici ale dolomitului se pot urmări în tabelul nr. 13 şi subcap. III.1 şi III.2.

Dolomit masiv se întîlneşte în Brazilia, Franţa, Italia, Mexic, S.U.A. (Carolina de Nord, New Jersey, Pennsylvania), România, Spania, Iugoslavia şi Uniunea Sovietică.

Scanned with OKEN Scanner

II. 2. 3. Ankeritul

Ankeritul (Ca, Mg, Fe) $(CO_3)_2$ este considerat ca un dolomit feruginos. Varietatea săracă în fier este cunoscută sub numele de spat brun (Strahov, 1957). În compoziţia rocilor carbonatice se prezintă sub formă de cristale solitare, aproximativ romboedrice sau grupate în lentile şi sub formă de mase microgranulare sau pelitomorfe. Uneori apare ca mineral de substituţie, de exemplu în şisturile negre din zona internă a flişului carpatic. Are culori cenuşii cu diverse tente, uneori alb-gri. În N || prezintă clivaj romboedric perfect, iar în N + birefringenţă ridicată (vezi tabelul nr. 13 şi subcap. III.2).

II. 2. 4. Sideritul

Sideritul — $FeCO_3$ este un carbonat în care fierul a fost fixat în medii reducătoare, bogate în CO_2. Apare atît ca mineral secundar în roca-gazdă, cît şi sub formă de concentraţii mari. A fost pus în evidenţă în depozite litorale sub formă de oolite sideritice şi în unele şisturi argiloase (Thoneisenstein), unde apare sub formă de concreţiuni sau sferosiderite (şisturile negre din flişul Carpaţilor Orientali). De asemenea a mai fost găsit în depozite de mlaştină (turbă) sau ca liant al unor depozite detritice (Tröger, 1967). În unele calcare sideritul mai apare neoformat, ca urmare a unor procese hidrotermale.

Caracteristici. Ca mineral, sideritul se prezintă larg cristalizat. Are luciu sticlos spre perlat; culoarea gri-gălbui sau gri-verde, verde, alb-brun şi roşcat. Prezintă clivaj bun după $10\bar{1}1$ (fig. 8),

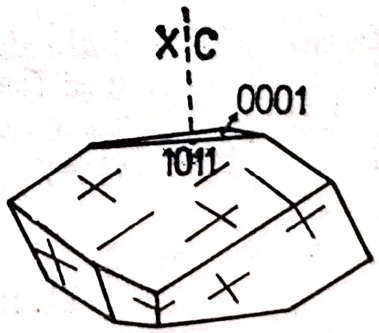


Fig. 8. — Cristal de siderit; clivaj după $10\bar{1}1$.

iar planul de maclă (lamelară) după $01\bar{1}2$. Indicele de refracţie este foarte ridicat, iar birefringenţa mai pronunţată decît la ceilalţi carbonaţi. În secţiuni subţiri este gălbui-cenuşiu cu dicroism oscilant.

Scanned with OKEN Scanner

Datorită greutăţii specifice ridicate, sideritul poate fi separat în bromoform. Este mai puţin solubil decît calcitul, iar reacţia cu acizii creşte odată cu temperatura.

La A.T.D. sideritul prezintă două transformări caracteristice: un efect endotermic cu un maxim la 580°C şi un efect exotermic şi creştere în greutate pe intervalul 610—740°C (fig. 7 şi 9 şi subcap. III.1.2).

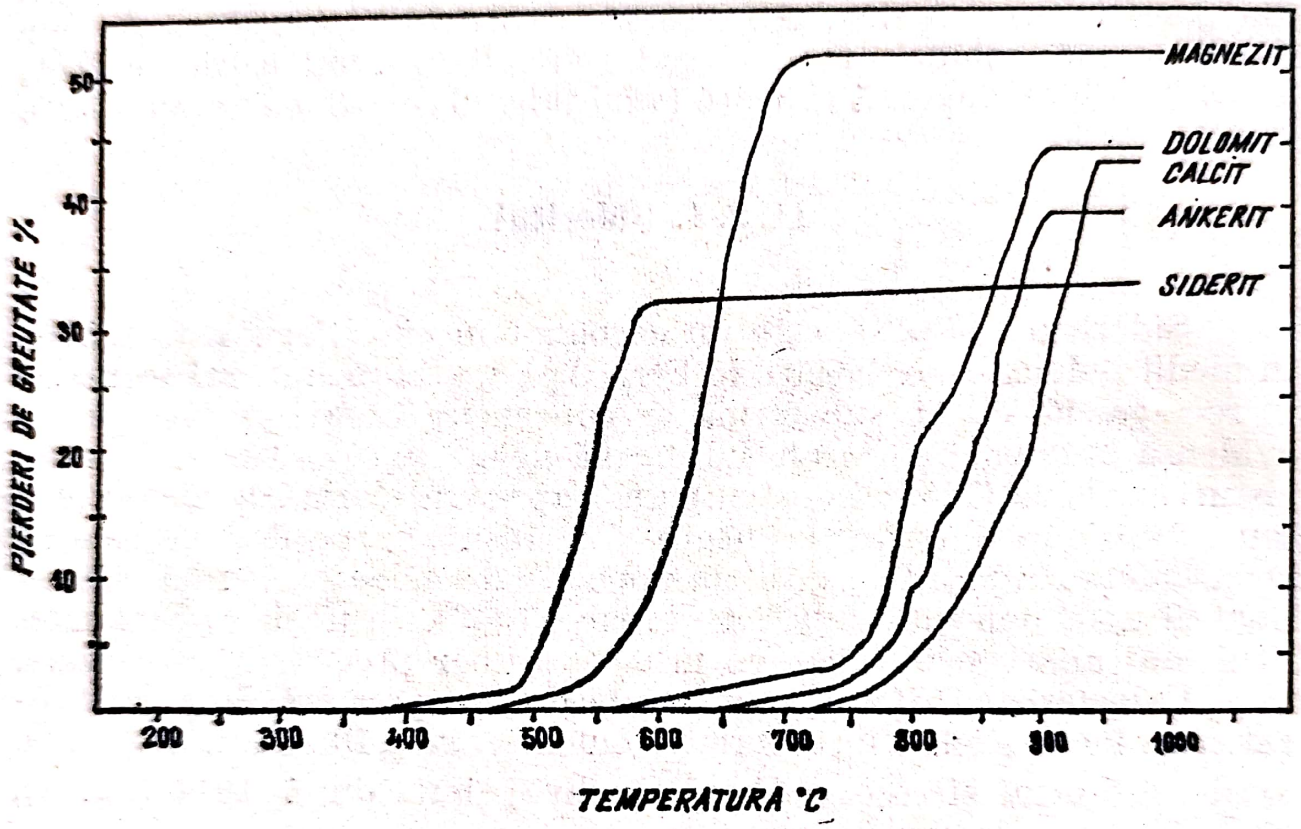


Fig. 9. — Curbele termogravimetrice ale unor carbonaţi.

Alte caracteristici ale sideritului se pot urmări în tabelul nr. 13. Sideritul este întîlnit mai frecvent în: Austria, Anglia, Australia, Brazilia, Bolivia, Cehoslovacia, Franţa, Italia, România, S.U.A. (Pennsylvania, New Jersey, Ohio) şi Uniunea Sovietică.

II. 2. 5. Magnezitul

Acest mineral este un carbonat de magneziu — $MgCO_3$, cristalizat trigonal, care de regulă se prezintă masiv. În rocile carbonatice calcito-dolomitice, magnezitul apare mai rar. Mai frecvent este întîlnit în evaporite. Rămîne totuşi un mineral caracteristic proceselor

hidrotermale (metasomatoză hidrotermală pe seama calcarelor cristaline dolomitice). Concentraţii mari se mai întîlnesc în unele roci anhidritice şi în argile. Se consideră că o cantitate mare de magnezit se mai formează prin acţiunea apelor carbonatice asupra rocilor bogate în magneziu. În amestecuri singenetice de calcit şi magnezit, acesta din urmă se dezvoltă idioblastic. Frecvent magnezitul se prezintă sub formă microcristalină, cu textură sferolitică, mai cu seamă cînd provine din gel.

Caracteristici. Are luciu sticlos spre mătăsos; culoarea alb, gri, galben sau brun. Este transparent spre opac. Magnezitul autigen din evaporite apare fin tabular (0001); se mai întîlneşte şi habitusul romboedric ($10\bar{1}1$). Clivajul este bun după $10\bar{1}1$ şi numai foarte rar după 0112 (caracteristic calcitului). În secţiune subţire este incolor; birefringenţa ridicată. Valorile parametrilor optici cresc proporţional cu conţinutul în fier.

Analiza termică diferenţială prezintă două caracteristici: un efect endotermic, cu un maxim la 640°C, şi un uşor efect exotermic la 710°C (fig. 7).

Alte caracteristici ale magnezitului se pot urmări în tabelul nr. 13.

Magnezitul este întîlnit frecvent în: Africa de Sud, Australia, Austria, S.U.A. (California), Grecia, Italia, Uniunea Sovietică.

II. 2. 6. Rodocrozitul

Rodocrozitul este un carbonat de mangan — $MnCO_3$, romboedric, apărînd în cristale mici sau în mase compacte. Cel mai frecvent apare sub formă sferolitică şi oolitică, aceasta din urmă avînd o structură concreţionară sferică. În rocile sedimentare apare asociat cu sideritul, depunîndu-se prin precipitare în medii reducătoare. Rămîne totuşi un mineral caracteristic depunerilor hidrotermale şi formaţiunilor metamorfice. El mai apare într-o serie de amestecuri: manganocalcit — $MnCO_3 \cdot CaCO_3$, manganodolomit — $MnCO_3 \cdot MgCa(CO_3)_2$ şi manganosiderit — $FeCO_3 \cdot MnCO_3$.

Caracteristici. Prezintă luciu sticlos-perlat; culoarea variabilă, de la trandafiriu la roşcat şi brun; transparent pînă la opac. Clivaj romboidal perfect.

La A.T.D., rodocrozitul prezintă un efect endotermic cu maximum la 600°C şi un efect exotermic cu maximum la 910°C (fig. 7).

Rodocrozitul este mai frecvent întîlnit în Anglia, România, Statele unite, Uniunea Sovietică.

Scanned with OKEN Scanner

II. 2. 7. Smithsonitul

Smithsonitul — $ZnCO_3$ este un carbonat din seria romboedrică. Se formează secundar, prin înlocuirea calcarelor şi dolomitelor, sau primar, prin precipitarea zincului prezent în soluţiile marine. Se mai poate forma pe seama sfaleritului (sulfura de zinc). Adeseori este întîlnit în asociaţie cu otawitul — $CdCO_3$. Are duritatea 5, greutatea specifică 4,3—4,5 g/cm³, luciu sticlos la slab sticlos, culoarea albă, gălbuie sau alb-brun, uneori albăstruie sau verzuie, translucid la opac.

Smithsonitul este întîlnit în Africa de Sud, Austria, Grecia, Mexic, Statele Unite (Pennsylvania, Arkansas, Missouri, Utah), Uniunea Sovietică (Siberia).

II. 2. 8. Vateritul

Vateritul este un carbonat de calciu identic, din punct de vedere chimic, cu calcitul şi aragonitul, dar este optic pozitiv, uniax. După intensitatea birefringenţei este mai apropiat de aragonit. A fost pus în evidenţă relativ recent, fiind considerat ca o modificare hexagonală rară a carbonatului de calciu. Tröger (1967) consideră vateritul ca un produs al pseudomorfozării alcaline a larnitului — Ca_2SiO_4, în care hidrogelul de amestec : $SiO_2 \cdot H_2O$ şi $Ca(OH)_2$ care se formează iniţial sînt transformate prin difuziunea CO_2 în mici cristale de vaterit prinse într-o masă de hidrogel de SiO_2. În mod analog se formează vateritul tranzitoriu într-o fază de carbonatizare timpurie a cimenturilor care, în final, se transformă în calcit. Vateritul a mai fost semnalat în faza iniţială de formare a cochiliilor de gasteropode, unde treptat trece în aragonit şi apoi în calcit (Tröger, 1967). Alte caractere ale vateri'ului se pot urmări în tabelul nr. 13.

II. 2. 9. Aragonitul

Aragonitul şi-a luat numele de la localitatea Aragon din Spania. Este un carbonat de calciu cu formula chimică identică cu a calcitului, de care se deosebeşte numai prin aceea că sistemul de cristalizare este ortorombic. Aria de răspîndire a aragonitului este incomparabil mai mică decît cea a calcitului şi dolomitului. Se separă atît din soluţii hidrotermale, cît şi din alterări şi soluţii bicarbonatate, depunîndu-se sub formă de agregate radiare alături de calcit (pl. I, fig. 2).

Scanned with OKEN Scanner

Asupra formării aragonitului s-au emis două ipoteze: prima susţine formarea primară din gel, justificată prin depunerea radiară a aragonitului, a doua ipoteză pune formarea aragonitului pe seama unei suprasaturări a soluţiei printr-o evaporare rapidă sau prin pierderea CO_2 (Tröger, 1967). Aragonitul mai este întîlnit în cochiliile organismelor marine. Se cunosc genuri ale căror cochilii sînt în întregime din aragonit, iar altele care au partea interioară din aragonit (partea sidefoasă), iar partea exterioară din calcit. Aragonitul din partea sidefoasă a cochiliilor mai este cunoscut şi sub denumirea de „conchit". Aragonitul este şi forma iniţială sub care se depune carbonatul de calciu anorganic. În prezent, în apele cu temperatură ridicată şi cu adîncime mică (cîţiva metri) se depune aragonit sub formă de cruste şi oolite. De aici ideea că oolitele aragonitice vechi, în urma unor procese diagenetice de recristalizare, s-au transformat în calcare oolitice (Tröger, 1967). Din unele ape fierbinţi aragonitul precipită sub formă concreţionară (pisolite) şi deoarece culorile de birefringenţă sînt ceva mai scăzute decît cele obişnuite, varietatea de aragonit formată pe această cale a fost numită „ctipeit" (Papiu, 1960).

Spre deosebire de calcit, aragonitul conţine, de regulă, un procent ridicat de ioni de Sr (pînă la 5%), care la trecerea în calcit (prin procese diagenetice) este pus în libertate.

În general se consideră că aragonitul se formează la temperaturi de 80—100°C, fiind relativ nestabil la temperaturi şi presiuni obişnuite.

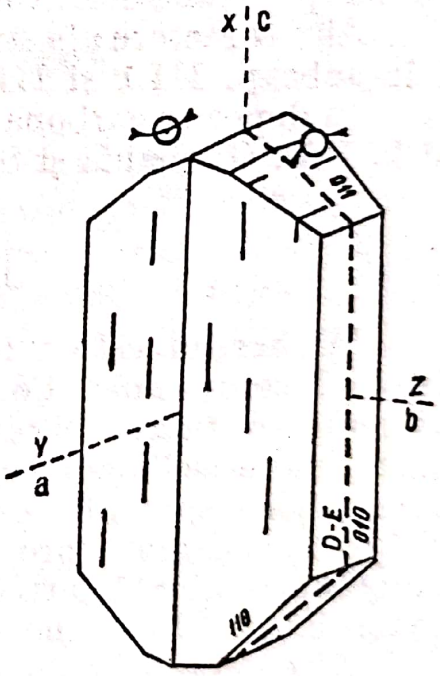


Fig. 10. — Cristal de aragonit prismatic.

Caracteristici. Aragonitul se prezintă în cristale prismatice (aciculare) alungite după axul *c* (fig. 10). Poate fi fibros sau columnar; se poate depune în agregate radiare, îndeosebi în spaţiile goale ale rocilor-gazdă, sau, ocazional, în unele stalactite formează aşa-zisele „flos ferri" (flori de fier) rezultate din asociaţia aragonitului cu unele minereuri de fier (Van Nostrand's, 1958). Se sparge pe plane drepte sau concoidale (ceva mai pronunţat decît calcitul); are luciu sticlos şi răşinos; culoarea alb, gri, verde, verde-gălbui sau purpurie; transparent la translucid. Nu are clivaj după feţe de

romboedru; prezintă macle polisintetice care îi imprimă un aspect lamelar; în secţiune subţire este aproape incolor, prezentînd o refringenţă şi birefringenţă apropiate de calcit.

Alte caractere ale aragonitului se pot urmări în tabelul nr. 13 şi în subcap. III.1 şi III.2. Aragonitul este solubil în aceiaşi solvenţi în care este solubil şi calcitul.

Apariţii mai importante de aragonit sînt semnalate în Albania, Bolivia, S.U.A. (Colorado, Missouri, Dakota), Italia, Mexic, România (Corund, Covasna, Herculane, Topliţa, Turia).

II. 2. 10. Stronţianitul

Stronţianitul este un carbonat de stronţiu ($SrCO_3$) ce cristalizează în sistemul rombic. Este foarte apropiat de aragonit. În depozite sedimentare apare mai rar, fiind întîlnit în unele calcare şi marne, unde a luat naştere diagenetic prin fixarea ionilor de stronţiu. Are luciu sticlos, culoarea verde, gri sau fără culoare; urmă albă; transparent spre translucid. Clivaj prismatic perfect.

Alte caractere ale stronţianitului se pot urmări în tabelul nr. 13, şi în subcap. III.1 şi III.2.

În depozite carbonatice sedimentare stronţianitul a fost semnalat în R.F. Germania şi S.U.A. (New York).

II. 2. 11. Witheritul

Witheritul este un carbonat de bariu ($BaCO_3$) cristalizat în sistemul ortorombic. Conţine 77,7% BaO şi 22,3% CO_2. Este un mineral rar, fiind întîlnit pe fisuri şi adesea asociat cu galena. În formaţiunile sedimentare de asemenea este foarte rar întîlnit. Are luciu sticlos spre răşinos; culoarea alb-gălbui sau cenuşiu; urma albă; transparent spre translucid. Clivaj prismatic imperfect. La temperatura de 811°C trece în sistemul hexagonal, iar la 982°C devine izomeric (Van Nostrand's, 1958).

Alte caractere ale witheritului se pot urmări în tabelul nr. 13 şi în subcap. III.1 şi III.2.

II. 2. 12. Ceruzitul

Ceruzitul este un carbonat de plumb ($PbCO_3$) cristalizat în sistemul ortorombic. Este întîlnit fie sub formă de cristale solitare, fie sub formă de mase granulare, compacte. Apare format secundar

Scanned with OKEN Scanner

în asociaţie cu alte minerale de plumb şi are o răspîndire relativ largă, fiind întîlnit în unele regiuni din America şi Europa. Are luciu adamantin sau sticlos şi răşinos, perlat sau chiar slab metalic. Culoarea este gri-alb, albăstrui-verzui sau brun-negricios; transparent spre translucid. Obişnuit se prezintă sub formă de cristale tabulare, prismatice şi piramidale, cu forme maclate, comune.

Alte caractere ale ceruzitului se pot urmări în tabelul nr. 13.

II. 2. 13. Carbonaţi hidrataţi

Din grupa carbonaţilor hidrataţi fac parte mineralele natrona (soda) — $Na_2CO_3 \cdot 10\,H_2O$, termonatritul — $Na_2CO_3 \cdot H_2O$ şi trona — $Na_3(CO_3)_2\,2\,H_2O$. Aceste minerale apar atît în depozite precipitate în regiuni aride (evaporite), cît şi sub formă de cruste şi eflorescenţe pe solurile şi rocile din deşerturi.

II. 2. 14. Malachitul şi azuritul

Asemănător magnezitului şi rodocrozitului, malachitul şi azuritul sînt foarte rar întîlnite în rocile carbonatice sedimentare, aceste minerale fiind caracteristice depunerilor hidrotermale sau zonelor de oxidare a unor minereuri. Unii autori atribuie malachitului o origine exclusiv de oxidare a minereurilor de cupru.

Malachitul este un carbonat bazic de cupru corespunzînd la formula $CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$, este monoclinic cu tendinţa cristalelor de a deveni aciculare; frecvent se găseşte în mase compacte, sub formă de agregate stalactitice, reniforme sau fibroase şi cruste, cu sau fără structură zonală sau radială. Este un mineral fragil. Are duritatea 3,5—4; greutatea specifică 3,9—4,03 g/cm³; culoarea verde, luciu sticlos spre adamantin. Este folosit frecvent la bijuterii şi obiecte de artă. Formează zăcăminte importante în U.R.S.S. la Mednorudiansk lîngă Nijnîi Taghil şi la Gumeşevsk, lîngă Sverdlovsk. Mai este întîlnit în Australia, Franţa, R.F. Germania, S.U.A. (Pennsylvania, Arizona, Nevada şi Utah), Africa (Zair, Rodezia) şi în România la Măcin, Turcoaia, Somova, Cerna (Dobrogea), Băiţa, Pietroasa, Remeţi (Bihor), Ilba, Cavnic (Maramureş) şi în regiunea Hunedoara (Abrud).

Scanned with OKEN Scanner

Azuritul sau chessylite este un carbonat bazic de cupru — $2\,CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$, fragil, cu spărtură concoidală, duritate 3,5—4, greutatea specifică 3,77—3,89, culoarea albastru închis cînd este cristalizat sau albastru deschis cînd este în mase compacte, luciu sticlos, transparent spre translucid. Frecvent se întîlneşte sub formă de cristale monoclinice, cu habitus acicular sau tabular şi sub formă de druze de cristale mărunte ; mai rar apare sub formă de mase compacte reniforme. Este folosit în lucrări ornamentale sau la prepararea unor vopsele albastre (albastru de munte). Se întîlneşte asociat cu malachitul, îndeosebi în Franţa, la Chessy, de unde numele de chessylite, şi în U.R.S.S. În România este întîlnit, în afara zonelor amintite pentru malachit, la Cîrlibaba şi Pojorîta (Suceava) şi la Rodna (Bistriţa-Năsăud).

Scanned with OKEN Scanner

Capitolul III

Metode specifice de determinare a carbonaţilor. Utilizări

III. 1. Metode fizice

Metodele fizice clasice de determinare a carbonaţilor (duritate, greutate specifică, metoda optică sau fotonică) sînt completate în prezent cu o serie de alte metode a căror precizie în determinarea unor parametri sau constante este mult sporită. Printre acestea sînt : analiza roentgen (RX), analiza termică (A.T.D. şi T.G.), analiza spectroscopică în infraroşu, analiza termoluminiscentă şi analiza cu microscopul electronic.

III. 1. 1. Analiza roentgen (RX)

După cum este cunoscut, această analiză se bazează pe principiul difracţiei radiaţiei X sau, mai corect, pe fenomenul de difracţie a undelor electromagnetice. Metoda constă în investigarea structurii mineralelor (reţelei cristaline) prin difracţia radiaţiei X, materializată fie sub formă de spectru (principiul Debye-Scherrer), fie sub formă de diagramă — difractogramă. De remarcat că prin intermediul analizelor carbonaţilor în RX, Goto (1961, din Wolf şi colab., 1967) a observat că vateritul, calcitul şi stronţianitul au proprietăţi care pot fi confundate cu cele ale aragonitului. De asemenea, Rosenberg (1963, din Wolf şi colab., 1967) a stabilit relaţia variaţiei lui 2 θ cu compoziţia mineralelor din seria dolomit-dolomit feros-ankerit, precum şi schimbările ce se petrec în reţeaua calcitului după substituirea calciului cu magneziul.

Valorile distanţelor reticulare : d (în Å) şi intensităţile (I) pentru principalele minerale carbonatice sînt date în tabelul nr. 13.

III. 1. 2. Analiza termică

Această analiză însumează două metodologii : analiza termică diferenţială (A.T.D.) şi analiza care determină variaţiile de greutate: termogravimetria sau T.G.

În ansamblu, analiza termică se bazează pe înregistrarea temperaturii la care au loc reacţiile termice într-un material, cînd acesta este încălzit continuu, la o temperatură ridicată, în aer sau nitrogen (N_2). De regulă, aparatul este adaptat ca să înregistreze diferenţa de temperatură între o substanţă inertă (frecvent oxidul de aluminiu) şi materialul de determinat, diferenţă care pe curbele termice este înregistrată ca efect endo- sau exotermic, însoţită sau nu de pierderi de greutate.

Curbele termice şi termogravimetrice ale carbonaţilor sînt date în figurile 7 şi 9.

După comportarea lor în timpul analizei şi după aspectul termogramelor, carbonaţii au fost separaţi în trei grupe: 1) grupa calcitului = calcit-siderit-magnezit; 2) grupa aragonitului = aragonit-witherit-stronţianit; 3) grupa dolomitului = dolomit-ankerit-rodocrozit.

Grupa calcitului. *Calcitul.* Termograma calcitului obţinută în aer şi nitrogen este compusă dintr-un singur pic endotermic larg, cauzat de reacţia $CO_3Ca \rightarrow CaO + CO_2$. Picul apare de regulă între temperaturile de 960 şi 990°C.

Sideritul. Termograma sideritului determinată în aer este caracterizată printr-un pic endotermic (uneori precedat de un mic pic exotermic), urmat de două picuri exotermice. Temperaturile la care apar picurile sînt aproximativ la 520, 590, 675 şi 850°C. Cele trei picuri sînt efectul următoarelor reacţii:

1) $Fe\ CO_3 \rightarrow FeO + CO_2$ (endoterm)

2) $2FeO + O \rightarrow \alpha\ Fe_2O_3 + yFe_2O_3$ (exoterm)

3) $yFe_2O_3 \rightarrow \alpha Fe_2O_3$ (exoterm) (Wolf şi colab., 1967).

Magnezitul. Termograma magnezitului determinată în aer este compusă dintr-un singur pic asimetric, dat de reacţia ireversibilă $MgCO_3 \rightarrow MgO + CO_2$, care apare, de regulă, între 640 şi 700°C. Picurile mici care mai apar uneori la temperaturi ridicate sînt atribuite prezenţei unor conţinuturi mici de Ca, Fe, sau Mn. La temperatura de 710°C apare un uşor efect exotemic.

Grupa aragonitului. *Aragonitul.* Termogramele aragonitului sînt asemănătoare celor ale calcitului, avînd un larg pic endotermic cauzat de aceeaşi reacţie: $CaCO_3 \rightarrow CaO + CO_2$. Uneori aragonitul are un mic pic endotermic între 390 şi 480°C, dat de inversiunea aragonitului ortorombic în calcit trigonal.

Witheritul. Termogramele witheritului sînt compuse din două mici picuri endotermice, respectiv la 820 şi 980°C, date de inversiunea

(reversibilă) a formelor α la β. Prin scăderea temperaturii sub 1 000°C apare un efect exotermic la aproximativ 740°C (fig. 7).

Stronţianitul. Acest mineral prezintă un mic pic endotermic la aproximativ 930°C, cauzat de inversiunea de la ortorombic la trigonal. Prin scăderea temperaturii apare un pic exotermic la aproximativ 850°C. Prezenţa stronţianitului în calcit este identificată prin acest pic exotermic produs prin răcire bruscă.

Grupa dolomitului. *Dolomitul.* Termogramele dolomitului determinate în aer sau nitrogen (N_2) sînt asemănătoare, fiind compuse din două picuri endotermice mari (fig. 7), care apar la aproximativ 800 şi 950°C. Se admite că picurile sînt cauzate de disociaţia CO_2 de la ionii Ca şi Mg din reţea (Wolf şi colab., 1967).

Ankeritul. Termogramele ankeritului în aer prezintă trei picuri endotermice, care apar, de regulă, între 700 şi 800°C, 830 şi 870°C şi 930 şi 950°C. Primul pic uneori este urmat de un pic exotermic. Cel de-al doilea pic este mult mai extins datorită conţinutului în Fe^{2+}. Primul pic se consideră că este cauzat de disociaţia Mg în reţea. Formarea $Fe_2O_3 \cdot CaCO_3$ produce cel de-al doilea pic (de aici dependenţa extinderii picului de conţinutul în Fe^{2+}). Disociaţia CO_2 din $Fe_2O_3 \cdot CaCO_3$ cu apariţia lui $CaCO_3$ produce cel de-al treilea pic (Wolf şi colab., 1967).

Concomitent cu analiza termodiferenţială, uneori se înregistrează, prin încălzire constantă, schimbări în greutatea carbonaţilor, pe baza cărora se construiesc curbele termogravimetrice (T.G.). Variaţiile de cantitate, ale schimbării greutăţii sînt adesea redate sub formă de linii avînd slabe diferenţe de pantă pe curbele T.G. denumite curbe termobalans. Curbele T.G. pentru cîţiva carbonaţi sînt date în figura 9.

III. 1. 3. Analiza spectroscopică în infraroşu

Analiza carbonaţilor în infraroşu sau spectroscopia în infraroşu reprezintă o analiză mai puţin sigură pentru carbonaţi, comparativ cu analizele RX şi A.T.D. Ea se bazează pe absorbţia lungimilor de undă emise de o sursă în infraroşu de către substanţa de analizat.

Frecvent, se foloseşte ca unitate de măsură pentru lungimea de undă λ, în domeniul infraroşu, micronul (μ[3]). Frecvenţa ν' a vibraţiilor este dată de relaţia $\nu' = \frac{C}{\lambda}$, în care $C = 2{,}99776 \cdot 10^{10}$ $cm \cdot s^{-1}$ (aceasta este viteza luminii în vid : circa $3 \cdot 10^{10}$ $cm \cdot s^{-1}$). Pentru a se evita folosirea unor numere atît de mari şi pentru a se păstra, totuşi, o mărime proporţională cu frecvenţa se întrebuinţează numărul de unde cuprinse într-un interval de 1 cm. Această mărime se

notează cu v, mai rar cu v' şi se numeşte „număr de undă". Unitatea de măsură a numărului de undă este cm^{-1}.

În ceea ce priveşte energiile radiaţiilor din domeniul infraroşu, se consideră că sînt de acelaşi ordin de mărime cu energiile de rotaţie şi vibraţie moleculară (circa 0,002—1,25 eV). Se deduce că între radiaţiile infraroşii şi materie pot avea loc interacţiuni importante, materia putînd absorbi, în anumite condiţii, o parte din energia radiantă şi să treacă la un nivel energetic superior stadiului iniţial (anteradianţei).

Reprezentarea grafică a absorbţiei radiaţiilor de către carbonaţi, în funcţie de frecvenţă sau lungimea de undă, constituie spectrul de absorbţie al acelor carbonaţi.

Huang şi Kerr (1960) au descris spectrele în infraroşu la 27 de carbonaţi comuni şi rari şi au găsit că fiecare dintre ei arată benzi de absorbţie caracteristice, unele fiind diferite de curbele publicate (cunoscute). În grupele calcitului şi aragonitului a atras atenţia o schimbare a benzilor de absorbţie cu lungimile de undă mai lungi, care corespund creşterii razei cationului sau masei, fenomen observat de Tröger (1967). Atît Huang şi Kerr, cît şi Tröger au considerat că diferenţa spectrală dintre grupele comune de carbonaţi poate fi dată de structura cristalului şi că grupele active infraroşii CO_3^{2-}, NCO_3^-, N_2O,- OH^- şi SO_4^{2-} domină caracteristicile de absorbţie. Într-un studiu detaliat al aragonitului şi calcitului, ei au găsit că într-o mixtură artificială raportul de intensitate al benzilor la 11,4μ (specific pentru calcit) şi 11,65 μ (specific pentru aragonit) este aproximativ proporţional cu raportul concentraţiei de aragonit şi calcit dat de o probă.

Lungimile de undă, benzile de absorbţie şi numărul de undă v' ale principalilor carbonaţi sînt date în tabelul nr. 13.

III. 1. 4. **Microscopul electronic**

Microscopul electronic cere o metodologie de lucru asemănătoare celei practicate pentru RX. Interpretarea diferă însă de la aparat la aparat, în funcţie de constantele acestuia. În final se obţin informaţii despre structura cristalului, respectiv valorile d (Å) ale reţelei cristaline.

III. 1. 5. **Analiza termoluminiscentă**

Unele minerale carbonatice, prin încălzire intensă, dar totdeauna sub cea de incandescenţă, emit o lumină caracteristică a cărei culoare (spre exemplu oranj în cazul calcitului), energie şi

Scanned with OKEN Scanner

intensitate sînt influenţate direct de natura mineralului. De regulă, pentru o excitare sigură a electronului din reţeaua mineralelor, încălzirea acestora este precedată de o bombardare cu radiaţii α sau de altă natură.

În ansamblu, pentru carbonaţi se obţin patru picuri (Siegel, 1963) de temperatură: 120—140, 150—190, 210—250 şi 290—310°C, cu efecte maxime pe curba de termoluminiscenţă. Ultimele două picuri prezintă certitudine mai mare. Astfel de analize sînt folosite pentru determinarea conţinuturilor de calcit, dolomit, aragonit sau magnezit, precum şi la determinarea originii carbonaţilor magnezieni sau a originii carbonaţilor biochimici. Curbele de luminiscenţă par să fie influenţate direct de: componenţii mineralogici, polimorfism, raportul dintre mineralele prezente în rocă, prezenţa elementelor minore şi a celor radioactive, recristalizare şi inversiune etc. Unii dintre aceşti factori cresc sau scad tipul şi gradul de luminiscenţă, astfel că nu este exclus ca, uneori, să se obţină rezultate contradictorii.

III. 1. 6. **Datarea sedimentelor carbonatice cu ajutorul radiocarbonului**

Datarea rocilor carbonatice cu ajutorul radiocarbonului ^{14}C nu este totdeauna încununată de succes, deoarece unele corpuri străine (impurităţi) incluse pot fi aduse din alte zone geografice. Pentru rocile carbonatice pure se pare că rezultatele determinărilor sînt mai edificatoare.

Taft şi Harbaugh (1964) au arătat că există discrepanţe între vîrstele date pe bază de ^{14}C pentru diferiţi componenţi ai sedimentelor carbonatice. Astfel, determinîndu-se carbonul din carbonaţi şi carbonul organic s-a constatat că există diferenţe considerabile de vîrstă, explicate prin aceea că:

— în rocă poate să existe material adus din alte zone geografice, cu alte vîrste (asemenea cazuri sînt citate şi de Wolf, 1965);

— organismele pot folosi selectiv carbon ^{14}C adus de pe uscat din roci carbonatice mai vechi şi în acest caz scheletele par mai vechi decît sedimentul carbonatic în care sînt înglobate;

— unele organisme care sapă în sedimente pot îmbogăţi mediul cu ^{14}C scos din sedimentele pe care le-au săpat prin dizolvare.

Erorile în datarea rocilor carbonatice pot fi astfel foarte mari, de cîteva mii de ani: 5 500 — 5 700 de ani.

Parametrii şi constantele fizice caracteristice mineralelor carbonatice, obţinute prin metodele fizice de analiză, sînt consemnate în tabelul nr. 13.

Scanned with OKEN Scanner

III. 2. Metode chimice

Metodele chimice de identificare a mineralelor carbonatice constau fie în colorarea probei cu o soluţie, fie în dizolvarea acesteia cu un reactiv. Cel mai frecvent analizele chimice se efectuează pe pulberi, pe secţiuni subţiri şi pe şlifuri. În cazul reactivilor coloranţi se urmăreşte culoarea pe care o capătă carbonaţii după tratare cu reactivii respectivi.

Metodele chimice uzuale pentru determinarea carbonaţilor sînt :

a) *Pentru calcit.* Calcitul este uşor solubil în acizi minerali diluaţi la temperaturi joase, aceasta constituind o caracteristică ce-l deosebeşte net de celelalte minerale carbonatice. Pentru determinarea pe loc a calcitului se foloseşte acidul acetic sau acidul clorhidric cu care proba face imediat efervescenţă la rece, efect caracteristic calcitului. Dacă reacţia este lentă şi puţin intensă atunci proba poate fi un dolomit pelitomorf. Dacă pe locul unde s-a pus reactivul s-au format mici urme de mîl (noroi) rezultă că proba este în amestec cu argilă. Cu cît acest mîl este mai abundent, cu atît conţinutul în argilă este mai mare.

Pentru determinarea cantitativă a calcitului prin metoda integrării se recurge la colorarea probei de pe secţiunea subţire cu o soluţie colorată (Friedman, 1959), preparată din 0,1 g roşu alizarin S dizolvat în 100 ml HCl 4%. Proba se acoperă cu cîteva picături din această soluţie, fiind lăsată astfel 2—3 minute timp în care se colorează intens. Se spală proba cu apă distilată, se usucă şi apoi se acoperă cu balsam. Calcitul şi aragonitul se colorează în roşu intens ; dolomitul în roz pal, iar zonele necolorate aparţin celorlalţi carbonaţi.

b) *Pentru calcit şi aragonit* se foloseşte reacţia Mahler — $Cu(NO_3)_2$. Proba se mojarează sub formă de pudră fină, se fierbe apoi timp de 2—3 minute într-o soluţie de 5% $Cu(NO_3)_2$. După fierbere se filtrează, se spală cu apă şi apoi se introduce în amoniac timp de cîteva secunde (3—4 secunde), după care mineralele capătă următorul colorit : calcitul se colorează în verde intens ; aragonitul în verde ceva mai puţin intens ; dolomitul, dacă este larg cristalizat, rămîne neatacat, dacă este cripto- sau microcristalin capătă o tentă de verde pal ; sideritul nu este atacat (Friedman, 1971).

c) *Pentru aragonit* se foloseşte de regulă reactivul Meigen — $Co(NO_3)_2$, iar cînd se urmăreşte separarea cantitativă, soluţia Leitmeir-Fiegel : 100 ml H_2O + 11,8 g $MnSO_4 \cdot 7\,H_2O$. Se adaugă apoi $AgSO_4$ atît cît este necesar ca să se menţină unele cristale în exces, la temperatura camerei. Soluţia se fierbe şi după răcire se filtrează. Se

adaugă apoi 1—2 picături de soluţie NaOH diluat şi se obţine un precipitat slab, care după 1—2 ore se filtrează. Cu soluţia obţinută se acoperă proba de analizat în secţiune subţire, fără a fi acoperită cu lamela. Aragonitul, mai puţin stronţianitul şi witheritul, se colorează imediat în cenuşiu-negru, ankeritul şi dolomitul se colorează după cîteva minute în cenuşiu deschis, iar calcitul, sideritul şi magnezitul, după 10—20 minute, în slab cenuşiu.

În cazul folosirii nitratului de cobalt, proba se fierbe 2—5 minute într-o eprubetă cu o soluţie de 5—10% $Co(NO_3)_2$; aragonitul va căpăta o culoare violet intens, în timp ce calcitul va rămîne necolorat sau se va colora uşor în galben-brun.

d) *Pentru dolomit* se foloseşte reacţia cu galben de titan. Proba de carbonat se fierbe într-o soluţie de galben de titan şi 30% NaOH timp de 20—30 de minute, după care se filtrează. Calcitul şi aragonitul vor rămîne neatacaţi; dolomitul se va colora în roşu-oranj, iar calcitul magnezian în oranj-roşu (Friedman, 1959).

Tot pentru dolomit se mai foloseşte $FeCl_3$ care, aplicată pe suprafaţa secţiunii subţiri, după 3—5 minute zonele cu dolomit se vor colora în galben-brun (Friedman, 1971).

e) *Pentru magnezit.* Magnezitul este solubil în HCl la cald. De ceilalţi carbonaţi se separă cu următorul reactiv: un amestec de 1/1 soluţie alcoolică de difenilcarbozid 10% cu soluţie 30% apă şi hidroxid de sodiu. Suprafaţa probei de pe secţiunea subţire se umezeşte cu această soluţie, se usucă apoi în etuvă la 50—60°C. Magnezitul se colorează în roşu-roz, dolomitul, în roz slab, iar calcitul rămîne incolor.

f) *Pentru siderit.* Sideritul este insolubil în soluţii slabe de HCl la rece, dar este uşor solubil în acest reactiv mai concentrat şi la temperaturi de peste 30°C. Nu este atacat de soluţia de alaun de potasiu. Este colorat în albastru de Turnbull de o soluţie de ferocianură de potasiu care are asupra ankeritului un efect slab, colorîndu-l în albastru deschis.

g) *Pentru ankerit*, vezi punctele a, c şi f.

h) *Pentru witherit şi stronţianit* se foloseşte reacţia cu rodizanat de sodiu. Proba se spală în HCl diluat, se spală apoi de cîteva ori cu apă distilată, se introduce timp de cîteva minute într-o soluţie de 2 g rodizanat de Na la 100 ml apă distilată. Witheritul se va colora în roşu-oranj, iar stronţianitul în galben-brun; calcitul va rămîne neatacat.

Comportarea colorimetrică a carbonaţilor faţă de diferiţi reactivi folosiţi pentru identificarea lor este redată, sintetic, în tabelul nr. 14.

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul nr. 14

Comportarea colorimetrică a carbonaţilor faţă de diverşi reactivi

Reactivii folosiţi	Culoarea carbonaţilor după reacţie								Reacţie caract. pentru :
	calcit	dolomit	aragonit	magnezit	ankerit	siderit	witherit	stronţianit	
Friedman, 1959 ; Walger, 1961	roşu intens	roz pal	roşu	—	—	—	—	—	calcit, aragonit
Leitmeier Fiegel	cenuşiu deschis	cenuşiu deschis	cenuşiu-negru	cenuşiu deschis	cenuşiu deschis	cenuşiu deschis	cenuşiu	cenuşiu	aragonit
Mahler $Cu(NO_3)_2$	verde intens	verde pal	verde intens	—	verde pal	—	—	—	calcit, aragonit
Galben de titan	—	roşu-oranj	—	oranj pal	—	—	—	—	dolomit
Rodizanat de Na	—	—	—	—	—	—	roşu-oranj	gălbui-brun	witherit, stronţi-anit
Ferocianură de K	—	—	—	—	abastru deschs	albastru	—	—	siderit, ankerit

Scanned with OKEN Scanner

III. 3. Utilizarea principalelor minerale carbonatice

— *Calcitul:* industria optică (spat de Islanda), industria farmaceutică şi dentistică; sub formă de calcar (vezi tabelele nr. 29, 30, 31).

— *Dolomitul:* sursă de magneziu, produse refractare, construcţie şi materiale de construcţie (vezi tabelele nr. 29 şi 34).

— *Magnezitul:* sursă de magneziu, produse refractare, ciment sorel, sursă de magneziu metalic pentru industria chimică, industria cauciucului, industria apelor minerale, produse sanitare, industria hîrtiei şi celulozei, industria farmaceutică etc.

— *Rodocrozitul:* sursă de mangan, în alimentaţie (pentru anemii), industria lacurilor şi vopselelor.

— *Sideritul:* sursă de fier (minereu).

— *Aragonitul:* lucrări ornamental-decorative, bibelouri, lucrări de artă şi artizanat.

— *Witheritul:* sursă de bariu, industria zahărului, component al noroiului de foraj, industria lacurilor şi vopselelor, industria cauciucului, industria ceramică şi a sticlei (îndeosebi sticla optică), industria chimică şi farmaceutică, industria hîrtiei şi celulozei.

— *Stronţianitul:* sursă de stronţiu, în armament şi pirotehnică, industria lacurilor şi vopselelor, industria chimică, industria zahărului, industria sticlei etc.

— *Ceruzitul:* sursă de plumb, industria uleiurilor pentru picturi, industria hîrtiei.

— *Malachitul şi azuritul:* lucrări de artă.

— *Trona:* sursă de sodiu, industria conservelor, industria hîrtiei şi săpunului, industria textilă şi industria vopselelor etc.

Scanned with OKEN Scanner

Capitolul IV

Structura şi textura rocilor carbonatice sedimentare. Clasificarea rocilor carbonatice sedimentare. Aplicaţii practice

IV. 1. Structura şi textura rocilor carbonatice sedimentare

Structura şi textura rocilor carbonatice constituie doi parametri importanţi, care pot fi obiectiv determinaţi şi utilizaţi ca atare în toate schemele de clasificare şi în special în clasificările descriptive.

IV. 1. 1. Structura

Noţiunea de structură cuprinde acele caractere ale rocii care sînt determinate din relaţiile de dimensiune, formă, gradul de cristalinitate şi rolul pe care îl au diferitele părţi componente.

Dimensiunea este un parametru utilizat mai ales la rocile detritice, fiind folosit în delimitarea claselor granulometrice, dar şi la rocile de precipitaţie, unde este utilizat pentru definirea gradului de cristalinitate.

Neexistînd un consens în privinţa claselor dimensionale, au fost propuse în decursul timpului, de diverşi autori, scări gradate de dimensiuni care să corespundă în anumite limite situaţiilor obiective existente în teren, necesităţilor de ordin practic şi care să ofere în acelaşi timp corespondenţe între grupa rocilor clastice şi grupa rocilor carbonatice.

Astfel, Leighton şi Pendexter (1962) prezintă o scară gradată pentru rocile sedimentare în care clasele propuse pentru rocile carbonatice sînt expuse în corelare cu clasele de sedimente clastice ale lui Wentworth (fig. 11). Pentru a nu se naşte confuzii facem precizarea că termenul de „granulă" folosit în gravelitele granulare este în accepţiunea lui Wentworth un fragment de rocă rotunjit cu diametrul între 2 şi 4 mm. Folosirea termenului de gravelit nu este o inadver-

Scanned with OKEN Scanner

tenţă, întrucît Twenhofel explică în 1950 că sub numele de gravelit trebuie desemnate depozite clastice grosiere nelitificate, avînd corespondent litificat conglomeratul. Întrucît în unele clasificări valorile subunitare din scara gradată sînt exprimate sub formă de fracţii, prezentăm în partea dreaptă a coloanelor şi această modalitate de exprimare (fig. 11).

Folk (1959, 1962), ţinînd seama de faptul că rocile carbonatice conţin atît particule transportate mecanic (intraclaste, oolite, fosile şi pelete), cît şi constituenţi precipitaţi chimic (pasta mîloasă primară, ciment de pori sau produse de recristalizare şi de înlocuire) propune pentru rocile carbonatice o scară gradată în care sînt prezente clase separate, dar comparabile pentru constituenţii transportaţi şi pentru constituenţii autigeni (fig. 12).

În literatura sovietică sînt de menţionat clasele dimensionale propuse de Ruhin (1961), Sveţov (1948, din Strahov, 1957), Polovinkina şi colab. (1948, din Papiu, 1960). Ruhin (1961) propune pentru structurile cristalin granulare următoarele clase :

— structura grosier granulară, granule cu diametru $> 0{,}5$ mm ;

— structura cu granulaţie mijlocie, granule cu diametru de 0,5—0,1 mm ;

— structura fin granulară, granule cu diametru între 0,1 şi 0,05 mm ;

— structura foarte fin granulară, granule cu diametru de 0,05 — 0,01 mm ;

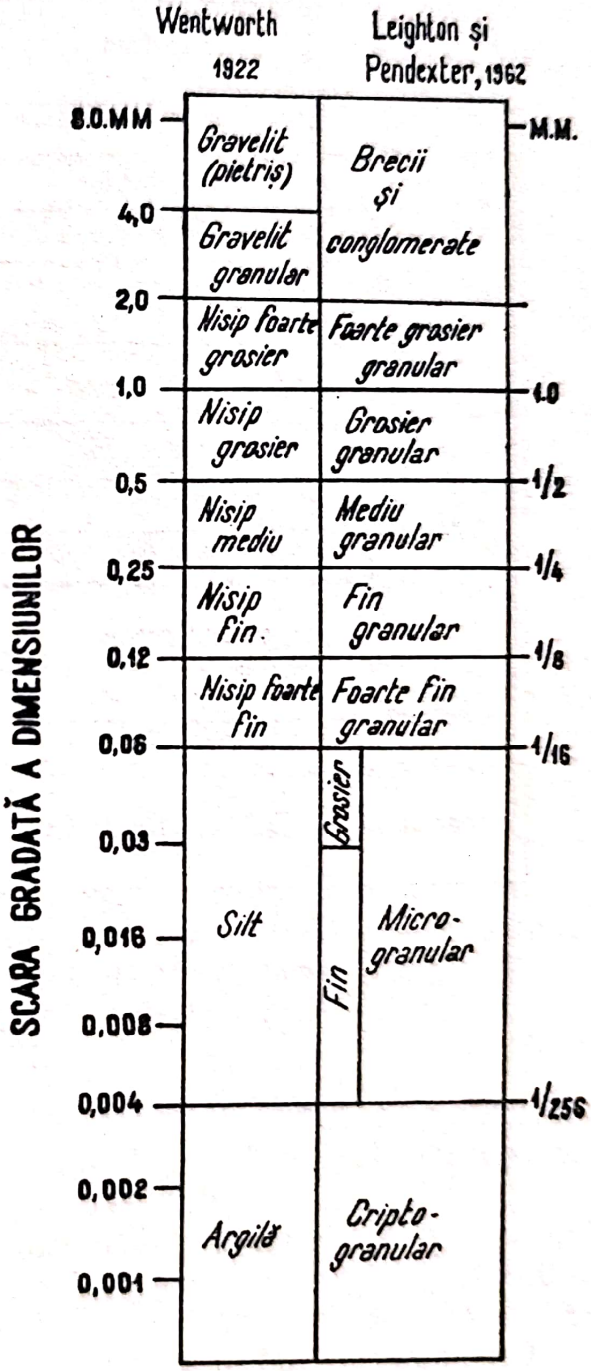


Fig. 11. — Scara gradată a dimensiunilor pentru rocile sedimentare (pentru sedimentele clastice, Wentworth, 1922 ; pentru rocile carbonatice, Leighton şi Pendexter, 1962).

Scanned with OKEN Scanner

— structura microgranulară (pelitomorfă sau criptocristalină), cu granule mai mici de 0,01 mm.

Sveţov (1948, din Strahov, 1957) propune pentru rocile de precipitaţie chimică şi biochimică, alături de limitele şi denumirea

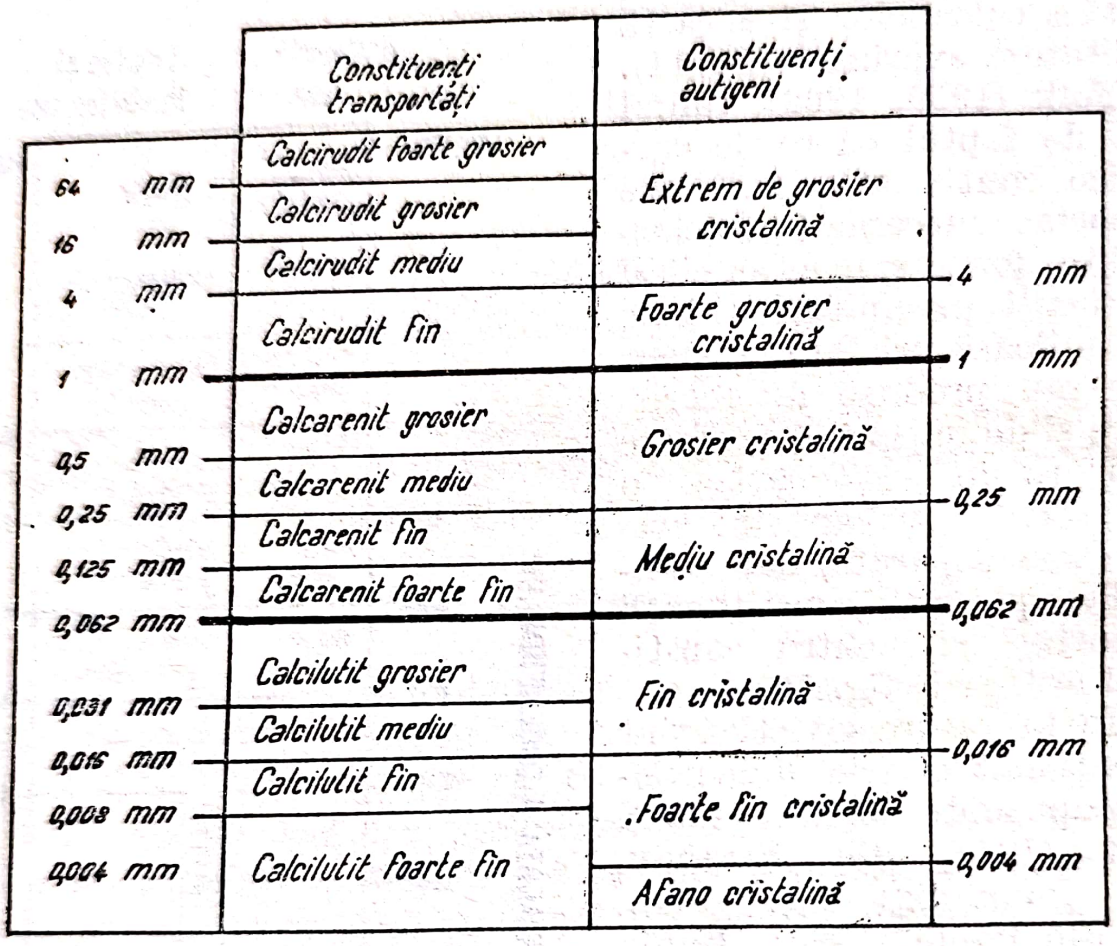


Fig. 12. — Scara gradată a dimensiunilor pentru rocile carbonatice (Folk, 1959, 1962). Pentru constituenţii transportaţi este aplicată terminologia lui Grabau la limitele mai detaliate ale clasificării lui Wentworth, excepţie făcînd calciruditele.

structurilor, o serie de particularităţi morfologice macroscopice şi microscopice (tabelul nr. 15) care servesc la determinări rapide.

Polovinkina şi colab. (1948, din Papiu, 1960) definesc, după mărimea granulelor, următoarele structuri: granulare mari cu $Ø > 0{,}5$ mm; granulare medii cu $Ø = 0{,}5 - 0{,}25$ mm; granulare fine cu $Ø = 0{,}25 - 0{,}1$ mm şi criptogranulare cu $Ø < 0{,}1$ mm.

Chilingar şi Bissell (1967) prezintă într-un tabel comparativ diverse scări de dimensiuni ale particulelor (tabelul nr. 16).

Forma. În aprecierea caracterelor structurale determinate de forma părţilor componente ale rocilor carbonatice este necesar, ca şi la parametrul precedent, să facem distincţie între componenţii

transportaţi şi cei autigeni. Referirile la forma componenţilor transportaţi trebuie să ţină seama de :

— Forma primitivă a granulelor şi a fragmentelor de schelete organice. Astfel, granulele înfăşurate (coated grains), denumire sub

Tabelul nr. 15

Clasele structurale pentru rocile de precipitaţie chimică şi biochimică (Sveţov, 1948, din Strahov, 1957)

Dimensiunile granulelor (mm)	Structura	Particularităţi morfologice
> 1,0	cu granule grosiere	granulele sînt reprezentate prin cristale uşor vizibile macroscopic
1—0,5	cu granule mari	granulele sînt încă bine vizibile macroscopic
0,5—0,1	cu granule medii	granulele sînt slab vizibile macroscopic, dar în secţiuni subţiri au aspect de cristale distincte
0,1—0,01	cu granule fine	granulele nedistincte macroscopic, roca fiind aproape uniformă ; distincte în secţiuni subţiri
0,01—0,0001	microgranulară (afanitică)	roca macroscopic uniformă cu spărtură pămîntoasă sau aşchioasă ; în secţiuni subţiri o parte a granulelor sînt indistincte chiar şi la grosismente mari, suprapunîndu-se
0,0001	coloidală	roca perfect omogenă macroscopic şi în secţiuni subţiri
diverse	mixtă cu granule diverse	aspect extern variabil după mărimea granulelor ; compoziţie eterogenă, de obicei vizibilă
Uniforme cu unii indivizi mai mari	porfirică (cu idioblaste sau xenoblaste)	pe un fond omogen microgranular se disting diverse cristalizări distribuite diseminat

care sînt cuprinse oolitele, oolitele superficiale, incrustaţiile algale, care prezintă o formă primitivă sferică sau ovoidală, nu pot fi utilizate pentru aprecierea distanţei de transport dacă ne referim exclusiv la parametrul formă. Datorită acestui fapt, Lacey şi Carozzi (1967) propun o serie de parametri structurali, în care forma joacă un rol minor, pe baza cărora se poate face distincţia dintre oolitele autohtone şi cele alohtone. Un alt exemplu îl reprezintă prismele de inocerami care îşi conservă forma primitivă nerotunjită chiar după un transport îndelungat ;

— Forma sedimentată, care este forma primitivă modificată într-o anumită măsură în timpul transportului. Spre deosebire de gresii la care forma abrazională a granulului reflectă hidrodinamica din timpul transportului, în cazul calcarelor detritice forma granulelor este afectată într-o măsură mult mai mică. Modificările suferite de fragmentele scheletale sînt influenţate direct de structura organismelor ce le-au generat. În acest caz devine important studiul diferenţiat

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul nr. 16

Tabel comparativ cu scări gradate şi terminologii pentru rocile carbonatice după diverşi autori (după Bissel şi Chilingar, 1967)

Dimens. (mm)	Autorul									Dimens. (mm)
	Krynine (1948)	Howell (1922)	De Ford (1946)		Pettijohn (1949)	Mollazal (1961)		Folk (1959 — 1962)	Autori moderni (1967)	
	grosier cristalină (granulară)	macrocristalină	megagranulară	fanerică	calcirudit	macrocristalină	grosieră	extrem de grosier cristalină	macrocristalină (macrogranulară) foarte grosieră	
4,0							medie			4,0
	mediu cristalină (granulară)						fină	foarte grosier cristalină	macrocristalină (macrogranulară) grosieră	2,0
2,0										
							grosieră			
1,0					calcarenit	mezocristalină		grosier cristalină		1,0
	fin cristalină (granulară)	mezocristalină	mezogranulară						mezocristalină (mezogranulară) grosieră	
0,5							medie			0,5
0,25								mediu cristalină	medie	0,25
0,1							fină		fină	0,1
0,062							fină		foarte fină	0,062
0,05		microcristalină	paurogranulară			fincristalină		fin cristalină	fin crtstalină (granulară)	0,05
0,025										0,025
0,016								foarte fin cristalină		0,016
0,01									afanică microcristalină (granulară)	0,01
0,004					calcilutit			afanocristalină		0,004
			microgranulară	afanică		afanică	microcristalină			
0,0025		criptocristalină								0,0025
0,001			criptogranulară				criptocristalină		criptocristalină (granulară)	0,001

al rotunjirii, pentru granule pe clase de dimensiuni şi pentru fragmentele scheletale pe specii de organisme;

— Forma finală (secundară sau epigenetică), care reprezintă forma sedimentată modificată prin procese de cimentare, supracreştere, coroziune chimică, deformări mecanice. Supracreşterile sînt frecvente la fragmentele din plăci de echinoderme şi crinoide; exemple de deformări mecanice se întîlnesc la oolitele cerebroide sau cu contururi poligonale (Lacey şi Carozzi, 1967).

Forma componenţilor autigeni este determinată, după Strahov (1957), de doi factori principali : 1) condiţiile care controlează forma-

rea mineralelor cu referire la spaţiul liber, concentrarea soluţiei, prezenţa impurităţilor, prezenţa germenilor de cristalizare ; 2) particularităţile fizico-chimice ale mineralului însuşi (structura sa cristalochimică şi puterea de cristalizare). Numeroase exemple de acest fel sînt oferite de rocile carbonatice la care susceptibilitatea la modificările postdepoziţionale constituie o trăsătură definitorie. Sferolitele calcitice şi aragonitice, formate din cristale fine fibroase cu dispoziţie radiară în jurul unui centru de cristalizare, iau naştere în procesul de cristalizare a gelurilor sau prin recristalizarea oolitelor. Aceste structuri se numesc sferolitice şi aparţin, după procesul de formare, structurilor primare sau secundare. Aşa-numitele pseudomorfoze de umplere sau pseudomorfoze „incomplete", care constau în colmatarea spaţiilor interioare ale scheletelor de organisme cu calcită spatică sau sferolitică, sînt foarte frecvente la calcarele şi marnocalcarele cu foraminifere. Cristalele idiomorfe de calcit sau dolomit în calcarele compacte microcristaline reprezintă primele indicii ale procesului de recristalizare sau de dolomitizare. În forma finală, aceste procese conduc la calcare de recristalizare sau la dolomite la care sînt caracteristice structurile zaharoide sau în mozaic. Majoritatea structurilor cristaline sînt structuri secundare născute în urma recristalizărilor. Uneori procesul de recristalizare este împiedicat de prezenţa în rocă a impurităţilor de natură argiloasă, organică etc. Această constatare a fost pusă în evidenţă de Kaleda (1955, din Strahov, 1957), care ilustrează grafic raporturile dintre dimensiunile medii ale granulelor şi cantitatea de substanţă organică conţinută în rocă (fig. 13).

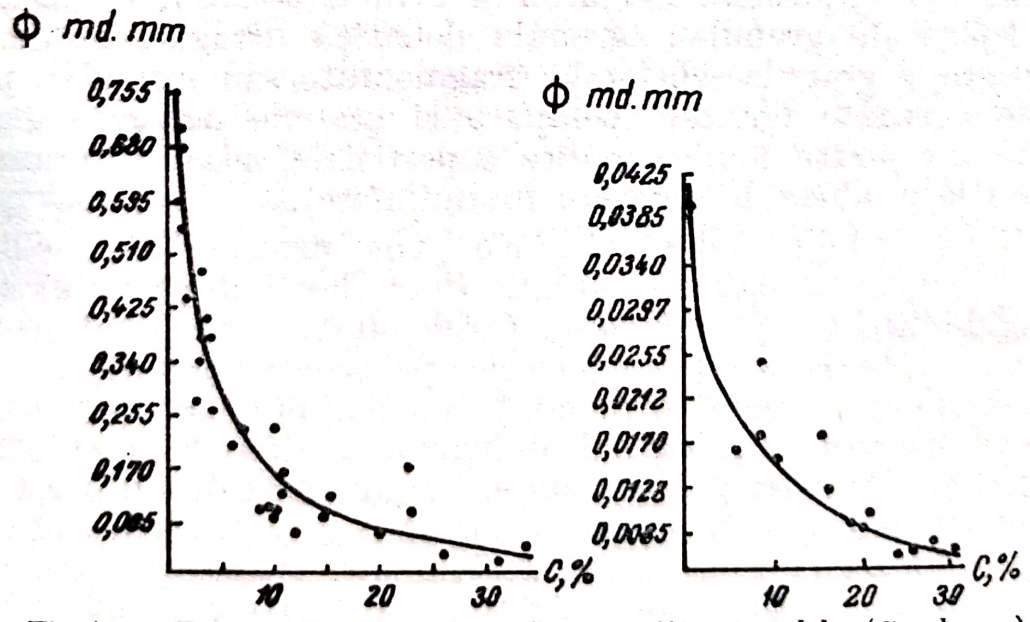


Fig. 13. — Raporturile dintre dimensiunea medie a granulelor (Ø md. mm) şi cantitatea de amestec organic (C), în stînga pentru o marmură, în dreapta pentru un dolomit (după Kaleda, din Strahov, 1957).

Scanned with OKEN Scanner

Gradul de cristalinitate este determinat de dimensiunile și de forma cristalelor. După dimensiunile cristalelor se pot stabili două grupe : structurile cristaline, caracterizate prin participarea exclusivă sau predominantă a cristalelor, legate între ele și prezentînd adeseori fețe clare de cristal, și structurile colomorfe, rezultate prin precipitarea soluțiilor coloidale. Observațiile privind forma cristalografică se referă la identificarea indivizilor cristalini cu forme euhedrale, subhedrale și anhedrale, cît și a raporturilor cantitative existente între ele.

Rolul pe care îl au diferitele părți componente ale rocilor carbonatice se exprimă, în esență, prin relațiile ce există între granule, pe de o parte, și componentul micritic sau ciment, pe de altă parte. Tot în cadrul acestui criteriu structural este cazul să fie inclusă și problema spațiului poros, căreia i se rezervă un paragraf special (VI.2.3.1.), datorită importanței sale economice.

Granulele. Identitatea granulelor carbonatice formează un parametru compozițional de importanță deosebită în multe sisteme de clasificare. Sub denumirea de granule, particule sau clastice sînt cuprinși constituenții primari ai rocilor carbonatice cu o pronunțată varietate : oolite, pelete, intraclaste, granule agregate (lumps), constituenți biotici (fragmente de schelete sau fragmente de plante). Granulele pot fi definite ca particule distincte capabile să formeze scheletul rocii. Ele sînt deci similare cu particulele de nisip sau silt care constituie gresiile sau siltitele. Limita inferioară a granulelor variază între 0,03 mm (Leighton și Pendexter, 1962) și 0,001—0,004 mm (Folk, 1962). Leighton și Pendexter recunosc în calcare cinci tipuri de granule : granule detritice (fragmente de rocă, intraclaste) ; granule scheletale (fragmentate sau întregi) ; pelete ; granule agregate (granule compuse și granule agregate algal) și granule înfășurate (oolite, oolite superficiale, pisolite, granule de incrustație produse de alge sau foraminifere).

Granulele detritice pot proveni din sedimente penecontemporane slab consolidate (intraclaste, după Folk) sau din roci rigide litificate preexistente. Termenul de intraclast desemnează fragmentele de sedimente carbonatice penecontemporane, în general slab consolidate, care au fost erodate imediat după depunere dintr-un sediment coerent intrabazinal și înglobate ulterior în sedimentele carbonatice din aceeași formațiune. Fragmentele de calcare consolidate preexistente erodate din arii emerse sînt denumite litoclaste.

Granulele scheletale sînt fragmente din părțile tari secretate de organisme. Leighton și Pendexter (1962) includ în această grupă alături de fragmentele scheletale și formele întregi, ca de exemplu testurile de foraminifere care au fost depozitate în

Scanned with OKEN Scanner

sediment. Nelson, Brown și Brineman (1962) separă calcare scheletale, prin care înțeleg acumulări în loc de organisme constructoare sau bioacumulate neabrazionate sau slab abrazionate, și calcare fragmentare sau biodetritice, constituite din fragmente scheletale care au suferit un transport, prezintă urme de abraziune și sînt sortate. În această accepțiune calcarele scheletale cuprind recifii și bancurile care, fiecare în parte, pot fi la rîndul lor biohermale sau biostromale.

P e l e t e l e sînt granule compuse din material micritic, lipsite de structură internă. Forma lor este ovoidală, iar dimensiunile se încadrează în fracțiunile silturilor grosiere și arenitelor fine. Folk (1962) definește peletele ca unități agregate compuse din calcită microcristalină, lipsite de orice structură internă și avînd formă sferică, eliptică sau ovoidală. Ele prezintă o remarcabilă omogenitate a formei și dimensiunilor (dimensiunile frecvent întîlnite fiind cuprinse între 0,04 și 0,08 mm, limita maximă fiind de 0,15 mm, iar cea minimă de 0,03 mm). Originea lor este variată : unele sînt pelete fecale, altele rezultă din procesul de acreționare a particulelor fine (autoaglutinare) în timpul perioadei de transport și depunere, iar altele se consideră de origine detritică. Pelete transportate au fost descrise de Ksiazkiewicz (1971), din klippele tithonice de la Inwald din pînza subsileziană.

G r a n u l e l e a g r e g a t e s a u c o m p u s e (l u m p s) rezultă din unirea, prin procesul de agregare, a două sau mai multe granule simple (oolite sau pelete), într-un granul compus de formă neregulată, lobată. Recunoașterea lor este facilitată de asemănarea din punct de vedere structural cu roca în care sînt înglobate și de faptul că apar limitate la două tipuri de calcare : calcare oolitice și calcare peletale. Illing (1954, din Leighton și Pendexter, 1962) explică procesul lor de formare prin cimentarea granulelor depuse pe fundul mării ce vin în contact unele cu altele. Rocile denumite „bahamite" sau „grapestone", al căror proces de formare poate fi urmărit astăzi în bancul Bahamas, sînt constituite din agregate peletale cu suprafața exterioară neregulată, sinonime deci cu granulele compuse. Folk include granulele compuse în grupa intraclastelor. Granulele agregate algal sînt caracterizate prin natura algală a materialului constitutiv și prin forma neregulat concentrică.

G r a n u l e l e î n f ă ș u r a t e (Wolf, 1960, citat din Leighton și Pendexter, 1962) reprezintă un termen structural comprehensiv, care se referă la toate categoriile de granule înfășurate în pelicule de carbonat de calciu cu sau fără structură concentrică. În această categorie intră oolitele, oolitele superficiale, pisolitele, incrustațiile algale sau de foraminifere.

Scanned with OKEN Scanner

Oolitele sînt granule acreţionare de formă sferică, cu diametrul mai mic de 2 mm şi care în secţiune subţire prezintă structură concentrică, în unele cazuri dublată de structură radiară. Raza nucleului oolitelor este mai mică decît grosimea învelişurilor acreţionare. O varietate a oolitelor sînt oolitele superficiale sau incipiente, la care grosimea învelişului acreţionar este mai mică decît raza nucleului.

Pisolitele sînt granule similare oolitelor dar cu diametru mai mare de 2 mm şi cu un contur mai puţin regulat.

Granulele de incrustaţie produse de alge sau foraminifere au drept nucleu un fragment scheletal sau de rocă pe care se dispune materialul de incrustaţie secretat de alge sau foraminifere.

Folk (1959) grupează intraclastele, oolitele, fosilele şi peletele în grupa componenţilor allochimici. Acest termen a fost creat de Folk, întrucît noţiunile de „granulă" sau „particulă" au fost considerate ca imprecise, fiind utilizate şi în cazul unităţilor cristaline. Termenul allochimic provine din cuvîntul „allo" cu sensul „în afară de obişnuit" şi „chimic" care reprezintă forma prescurtată de la precipitat chimic. Noţiunea de allochimic nu desemnează deci precipitate chimice ordinare, aşa cum sînt ele acceptate de chimişti, ci complexe precipitate chimic sau biochimic care au ajuns la o înaltă ordine de organizare şi aproape în toate cazurile au suferit un transport. Constituenţii allochimici s-au format înăuntrul bazinului de sedimentare. Constituenţii rocilor carbonatice proveniţi din afara bazinului de sedimentare sînt consideraţi de Folk constituenţi terigeni.

Componentul micritic. Prin micrit se înţelege echivalentul litificat al mîlului calcitic microcristalin precipitat primar intrabazinal prin procese chimice sau biochimice. La microscop se prezintă sub forma de particule subtranslucide cu dimensiuni de la 1 la 4 microni. Există desigur şi alternativa ca în aceste dimensiuni să se încadreze şi particulele fin triturate de origine mecanică, dar pe care Folk le consideră ca avînd un rol minor. Neexistînd criterii de separare în secţiuni subţiri între particulele precipitate şi cele triturate, ele pot fi considerate împreună ca micrit. Componentul micritic constituie în exclusivitate calcarele litografice (criptocristaline în parte microcristaline) sau poate juca rol de matrice în anumite tipuri de calcare. Este cazul să precizăm că matricea nu trebuie confundată cu materialul micritic. Matricea se defineşte ca materialul microcristalin sau granular în care poate fi cuprinsă orice particulă sedimentară. După Krynine (1948), matricea este un termen relativ care nu există decît în relaţie cu granulele. Leighton şi Pendexter (1962) consideră pentru componentul micritic o limită superioară de 0,03 mm.

Scanned with OKEN Scanner

Cimentul este considerat, împreună cu micritul şi cu mineralele autigene rezultate prin procesele de recristalizare sau prin substituire, ca făcînd parte din grupa constituenţilor ortochimici (precipitate obişnuite, normale). Cimentul calcitic spatic este constituit din cristale cu dimensiuni mai mari de 10 microni şi se distinge de micrit prin transparenţă şi claritate în secţiuni subţiri. El poate fi un precipitat original sau poate rezulta prin recristalizarea calcitei microcristaline. Strahov (1957) prezintă schematic principalele tipuri structurale de ciment chimic (fig. 14). Dintre acestea, tipu-

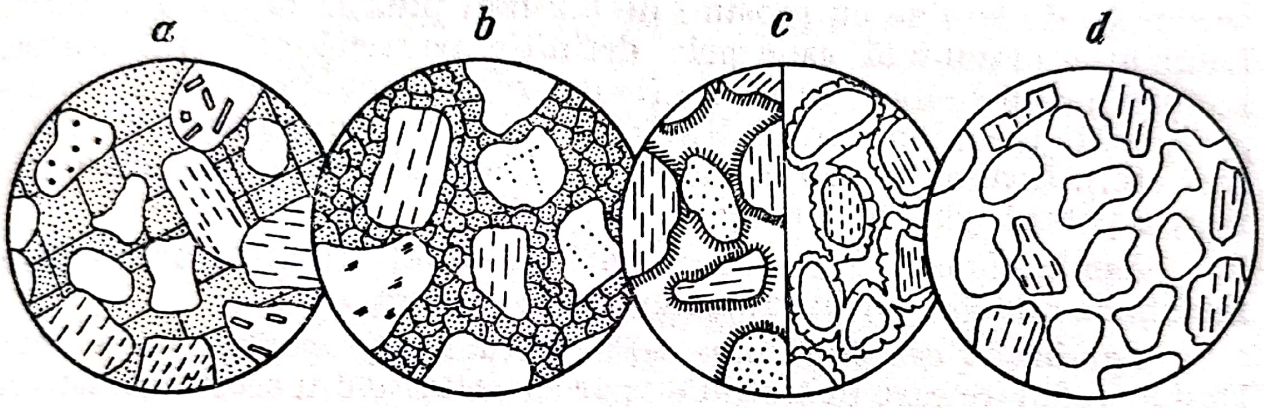


Fig. 14. — Tipurile structurale de ciment chimic (după Strahov, 1957) ; *a*, poechiloclastic ; *b*, cristalin granular ; *c*, de incrustaţie ; *d*, amorf.

rile *a*, *b* şi *c* se întîlnesc mai frecvent în cadrul rocilor carbonatice detritice.

Spaţiul poros este considerat de unii autori (Leighton şi Pendexter, 1962 ; Bissel şi Chilingar, 1962) ca parte integrantă structurală. Cele şase tipuri de spaţii poroase descrise de Teodorovici (1943) depind în bună parte tot de parametrii structurali. Cu toate că studiul spaţiului poros nu intră în rutina de examinare a rocilor carbonatice, rolul deosebit al acestui parametru structural în procesul de geneză, migrare şi acumulare a hidrocarburilor în special şi a fluidelor în general îi conferă o deosebită importanţă practică (VI.2.3.1.).

IV. 1. 2. Textura

Noţiunea de textură cuprinde aspectele cele mai generale ale rocilor, observabile în principal macroscopic (macrotextura) şi complectate prin analiza microscopică (microtextura), cu scopul de a

evidenţia orientarea în spaţiu şi poziţia reciprocă a părţilor componente. Cu studiul texturilor, în special a celor din depozitele de fliş, s-au ocupat numeroşi cercetători (Kuenen, 1953, 1957; Vassoevici, 1948; Pettijohn, 1962; McBride, 1962; Dzulynski şi Smith, 1963 etc.). Texturile se pot împărţi în două mari grupe: texturi interne şi texturi superficiale.

Texturile interne (fig. 15) se observă în interiorul stratului şi reflectă într-un mod specific discontinuităţi subtile ale compoziţiei sedimentului.

Laminaţia orizontală se caracterizează prin alternanţa în plan orizontal, de lamine cu grosimi de 0,2 mm pînă la cîţiva milimetri. Laminaţia orizontală este prin definiţie paralelă cu stratificaţia. Laminele se deosebesc între ele fie datorită granulometriei, fie compoziţional (prezenţa impurităţilor, variaţia componenţilor autigeni etc.). Laminaţia orizontală poate fi la rîndul ei liniară, discontinuă, repetată (rubanată) sau lenticulară.

Laminaţia oblică sau încrucişată se caracterizează prin orientarea oblică a laminelor în raport cu feţele de strat.

Laminaţia convolută sau curbicorticală este caracterizată prin lamine ondulate care în secţiune apar constituite din creste înguste şi rotunjite separate prin depresiuni largi concave. Dzulynski şi Smith separă două tipuri genetice de laminaţii convolute, şi anume legate sau nelegate de acţiunea curenţilor. Acestea din urmă îşi au cauza în presiunea de supraîncărcare a sedimentului (load-convolutions).

Stratificaţia gradată se exprimă prin scăderea treptată a dimensiunilor granulelor detritice de la talpă spre faţa stratului.

Textura masivă se manifestă prin distribuţia dezordonată spaţial a părţilor componente ale stratului.

Texturile stilolitice sînt caracteristice pentru rocile carbonatice, cu toate că uneori apar şi în marne sau gresii. Suprafaţa stilolitică poate fi situată la contactul dintre două strate sau în interiorul stratului. Ea prezintă o configuraţie neregulată cu proeminenţe şi intrînduri mulate frecvent de o peliculă argiloasă. În secţiune perpendiculară suprafaţa stilolitică apare ca o sutură cu contur zimţuit. După amplitudinea reliefului stilolitic se deosebesc stilolite mari (>20 mm), medii (20—5 mm), mici (5—1 mm) şi microstilolite (<1 mm). În privinţa genezei stilolitelor nu există încă o explicaţie unanim acceptată. Unii autori opinează pentru originea diagenetică, alţii pentru originea epigenetică şi, în sfîrşit, există şi păreri care consideră formarea lor într-un proces îndelungat, care începe cu etapa diagenetică şi se definitivează în etapa epigenetică (Pettijohn,

Scanned with OKEN Scanner

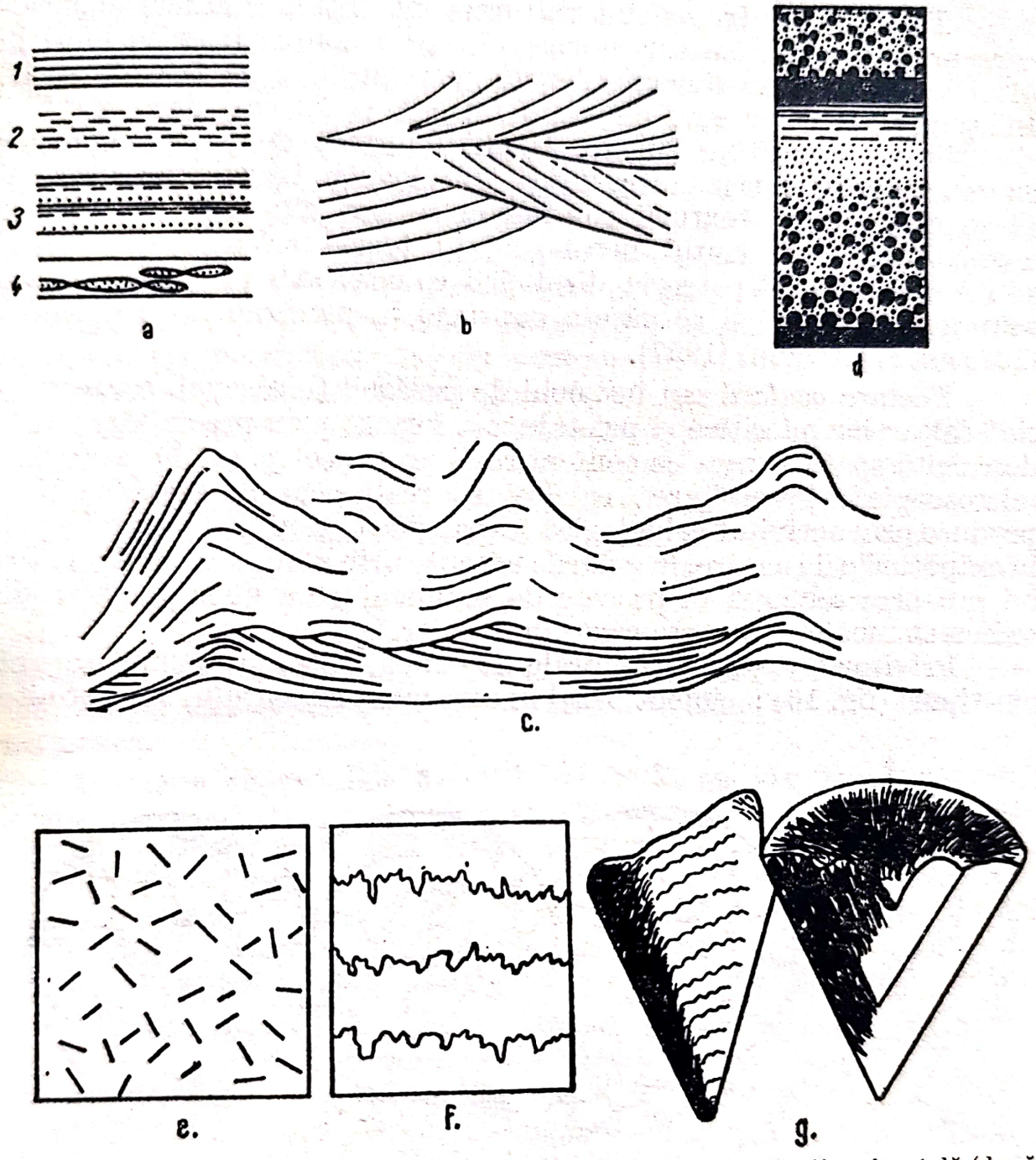


Fig. 15. — Tipuri de texturi interne : *a*, tipuri morfologice de laminație orizontală (după Jemciujnikov, citat din Ruhin, 1961) : *1*, liniară ; *2*, discontinuă ; *3*, repetată (rubanată) ; *4*, lenticulară ; *b*, laminație oblică (încrucișată, Ruhin 1961) ; *c*, laminație convolută (curbicorticală) (după Dzulynski și Smith, 1963) ; *d*, tip normal de stratificație gradată (după Kuenen, 1953) ; *e*, textură masivă ; *f*, textură stilolitică ; *g*, textură con-în-con.

1957 ; Khabakov, 1969). Se pare că există totuși un consens în acceptarea rolului proceselor de dizolvare sub controlul presiunilor orientate.

Texturile con-în-con sînt mai frecvent întîlnite în marne şi calcare argiloase. Ele se caracterizează prin conuri înscrise unul în altul avînd axul de simetrie dispus perpendicular pe faţa de strat. Înălţimea conurilor este cuprinsă între 1 şi 10 cm, dar există şi situaţii în care ating 20 cm. Unghiul format de pereţii conurilor cu axa verticală variază între 25° şi 70°. Printre teoriile care încearcă să explice geneza texturii con-în-con se pot cita : teoria gazelor degajate din sedimentul neconsolidat ; teoria cristalizării calcitei sub formă fibroasă ; teoria dizolvării calcitei sub presiune. Detalii asupra acestor teorii se găsesc cuprinse în lucrările lui Khabakov (1969) sau Pettijohn (1957).

*Textura ocular*ă sau în „ochi de pasăre" (birdseye), caracteristică calcarelor micritice şi peletale, s-a format prin precipitări locale de calcită spatică, ceea ce conferă rocii un aspect pătat în secţiunea microscopică. Precipitarea calcitei se realizează în spaţiile libere produse prin activitatea biologică (canale ale organismelor limnivore), în crăpăturile de uscare, în golurile născute prin alunecarea sedimentului sau prin reluarea în procese de sedimentare a unor porţiuni de sediment moale, cum este cazul în dismicrite.

Privitor la tipurile texturale de ciment, Strahov (1957) separă opt tipuri (fig. 16) : ciment bazal în care masa cimentului nu permite

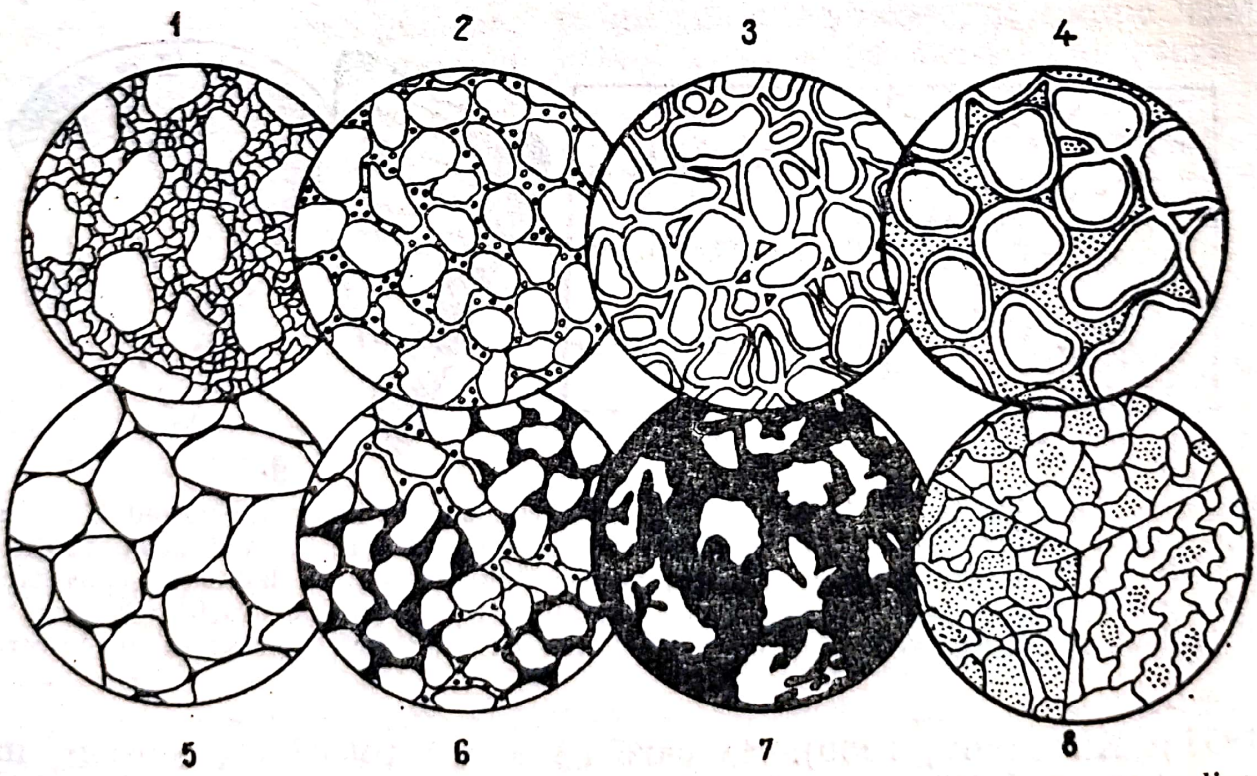


Fig. 16. — Tipuri texturale de ciment (după Strahov, 1957) : *1*, bazal ; *2*, de pori ; pelicular ; *4*, poro-pelicular ; *5*, de contact ; *6*, de îngrămădire ; *7*, de coroziune ; *8*, regenerat.

contactul între granulele detritice; ciment de pori în care materialul de cimentare ocupă spaţiul dintre granulele în contact; ciment pelicular care constă din pelicule ce înfăşoară granulele; ciment poro-pelicular care se deosebeşte de precedentul prin faptul că porii sînt colmataţi cu un mineral deosebit de cel care formează peliculele din jurul granulelor; ciment de contact care apare numai în punctele de atingere ale granulelor (această textură poate fi primară sau poate rezulta prin levigarea unui ciment primar de pori); ciment de îngrămădire sau condensat, caracterizat prin distribuirea neuniformă în rocă; ciment de coroziune ale cărui trăsături distinctive sînt corodarea şi substituirea parţială a granulelor; ciment de regenerare care conduce la supracreşterea granulelor.

Dacă ne referim în mod special la calcare putem face următoarele constatări de ordin general: cimentul bazal este mai frecvent întîlnit la calcarenitele fine şi calcsiltite, cimentul de pori este mai frecvent la calcarenitele grosiere şi calcirudite; cînd acesta este constituit dintr-un mozaic de cristale echidimensionale se numeşte „blocky cement" (literatura americană); cimentul pelicular şi o varietate a sa, cimentul de crustificaţie (drusy cement), apar mai frecvent la calcarele recifale şi biocalcarenite; cimentul de regenerare (rim cement sau syntaxial overgrowths) este caracteristic calcarelor encrinitice.

Texturile superficiale se întîlnesc pe talpa sau faţa stratului şi sînt reprezentate prin forme sculpturale cu relief pozitiv sau negativ produse de factori mecanici (valuri, curenţi, alunecări gravitaţionale etc.) sau organici (urme de tîrîre, impresiuni de paşi etc.). Kuenen (1957) le clasifică, după criterii genetice, în patru grupe: anterioare venirii curentului; produse prin acţiunea directă a curentului; legate de depunere; postdepoziţionale.

Tot pe criterii genetice se bazează şi clasificarea lui Vassoevici (1948), care separă două grupe mari de texturi: texturi singenetice (proglife), formate concomitent cu depunerea sedimentului; texturi diagenetice (diaglife), formate în procesul de diageneză, imediat după depunerea sedimentului şi înainte de litificarea lui. Fiecare din aceste grupe se subîmpart în texturi datorate organismelor sau factorilor mecanici: bioglife şi mecanoglife sau biodiaglife şi mecanodiaglife.

O clasificare descriptivă a texturilor îi aparţine lui Pettijohn (1962), care, pe baza proprietăţilor direcţionale ale sedimentelor, împarte texturile în trei grupe: texturi planare; texturi liniare (de pe faţa stratului, interne şi din talpa stratului) şi texturi complexe.

Scanned with OKEN Scanner

Avînd un caracter sintetic, aceste clasificări cuprind în afara texturilor superficiale, cărora li se acordă o atenţie specială, şi texturile interne. Atenţia deosebită de care se bucură texturile superficiale se datorează faptului că ele pot fi utilizate cu succes în stabilirea polarităţii stratelor, a sensului şi direcţiei de transport a materialului detritic. Neavînd însă o utilitate economică nu considerăm necesar să insistăm asupra lor.

IV. 2. Clasificarea rocilor carbonatice sedimentare

Familia rocilor carbonatice sedimentare constituie cel mai semnificativ exemplu de roci poligenetice. Caracterul distinctiv şi complex al acestora rezultă din multiplele posibilităţi genetice care concură la formarea lor, din originea lor intrabazinală, din dependenţa de activitatea organică şi din susceptibilitatea la modificările postdepoziţionale. Recunoaşterea originii locale, intrabazinale a sedimentelor carbonatice este esenţială în clasificarea şi interpretarea acestor roci. Multe roci carbonatice sînt dependente de activitatea vitală a organismelor sau sînt constituite din fragmente ale scheletelor de organisme. Frecvenţa mare a recristalizărilor şi substituirilor metasomatice în cadrul acestor roci se datoreşte gradului avansat de solubilitate a mineralelor carbonatice şi valorilor ridicate de porozitate şi permeabilitate. Caracterul poligenetic al rocilor carbonatice constituie un mare impediment în elaborarea unui sistem unic de clasificare. Cu toate că nu există o demarcaţie riguroasă, clasificările existente se pot împărţi în două mari grupe : clasificări descriptive şi clasificări genetice.

Principalul scop al clasificărilor descriptive este să permită gruparea rocilor carbonatice pe baza unor caractere observabile ce pot fi în mod obiectiv determinate, spre exemplu criterii chimice, mineralogice, fizice, structurale, biologice etc. Într-o clasificare pur descriptivă interpretările privind originea rocii nu sînt necesare ca o parte a procesului de clasificare. Selectarea parametrilor pentru clasificările descriptive se face în funcţie de scopul urmărit. Clasificarea genetică este o clasificare interpretată, al cărui obiectiv este comunicarea directă a originii rocilor şi doar în subsidiar a trăsăturilor descriptive. Rezultă în concluzie că o bună clasificare trebuie să se situeze pe o linie de mijloc, să se bazeze deci pe parametrii descriptivi care să permită interpretări genetice rezonabile. La clasificările genetice pure se va apela în scopuri teoretico-didactice sau în situaţiile în care nu pot fi utilizaţi eficient parametrii descriptivi.

Scanned with OKEN Scanner

IV. 2. 1. Clasificări genetice

Ordinea de prezentare a tipurilor de calcare în clasificările genetice permite înțelegerea proceselor geologice și a originii potențiale a rocilor carbonatice. Clasificarea lui Twenhofel (1950) cuprinde următoarele categorii de calcare :

I. *De origine chimică :*

A. organice, rezultate prin acumularea scheletelor și a structurilor protective ale organismelor sau prin activitatea biotică (precipitate prin fenomenul de fotosinteză sau precipitate prin procese bacteriene) ;

B. anorganice, rezultate prin amestec de soluții, pierderea bioxidului de carbon din apă și evaporare.

II. *De origine mecanică.*

O schemă de clasificare similară este elaborată de Johnson (1951, din Feray, Heuer și Hewatt, 1962), în care sînt cuprinse următoarele categorii genetice de calcare : I. organice ; II. anorganice sau chimice și III. mecanice sau clastice.

Papiu (1960) preia clasificarea lui Twenhofel, completînd grupa calcarelor anorganice cu subgrupa calcarelor secundare rezultate prin dedolomitizare.

Feray, Heuer și Hewatt (1962) propun o clasificare a familiilor de roci carbonatice pe baza a trei criterii : originea $CaCO_3$, natura $CaCO_3$ și procesele de depunere și acumulare a calcarelor. Clasificarea lui Twenhofel (1950) este modificată și completată astfel : *1*, termenul „organic" este substituit cu „biochimic" ; *2*, calcarele biochimice după natura lor sînt scheletale și neschelete ; *3*, termenul „anorganic" este substituit cu „fizico-chimic" ; *4*, termenul „mecanic" se referă exclusiv la procesul de formare a particulelor carbonatice prin eroziune și nu la procesul de depunere mecanică a particulelor carbonatice.

Ținînd seama de aceste considerente, Feray, Heuer și Hewatt (1962) separă : calcare de origine mecanică derivate din dezagregarea rocilor carbonatice preexistente ; calcare de origine biochimică scheletale (natura $CaCO_3$ este secreționară) și neschelete (natura $CaCO_3$ este acreționară sau particule) ; calcare de origine fizico-chimică (natura $CaCO_3$ este acreționară sau particule).

Întrucît prin simpla expunere a clasificării pot exista neclarități, apar ca necesare cîteva exemplificări : calcarele biohermale și biostromale aparțin grupei calcarelor biochimice scheletale, travertinele aparțin fie grupei calcarelor biochimice neschelete, atunci cînd precipitarea $CaCO_3$ se realizează prin intervenția procesului de

fotosinteză, fie grupei calcarelor de origine fizico-chimică, atunci cînd precipitarea $CaCO_3$ are loc prin evaporarea apei sau pierderea CO_2 în atmosferă; oolitele se formează în principal prin procese fizico-chimice şi, ca atare, intră în constituţia grupei calcarelor de origine fizico-chimică, dar, şi în acest caz, nu se exclude participarea precipitării biochimice ca proces subordonat precipitării fizico-chimice.

În procesele de acumulare şi depunere sînt specifice procesele acreţionare care au loc prin intermediul soluţiilor şi procesele de agregare prin care se acumulează particulele individuale. Un exemplu semnificativ este calcarul oolitic, care se formează prin agregarea particulelor individuale (oolitele), fiecare oolit fiind însă de natură acreţionară.

Pettijohn (1957) combină în clasificarea sa criterii genetice pentru delimitarea principalelor categorii de calcare şi criterii petrografice pentru delimitarea subcategoriilor (fig. 17). Amănuntele

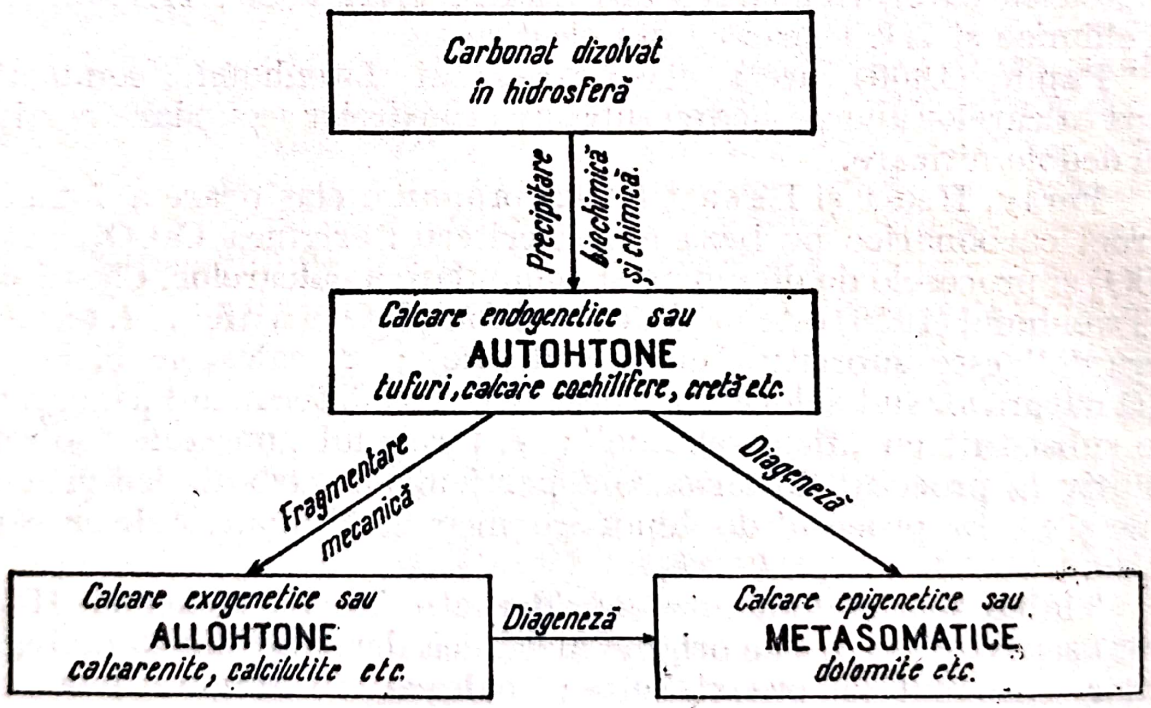


Fig. 17. — Schema de clasificare genetică a calcarelor (după Pettijohn, 1957).

clasificării în Pettijohn, 1957, p. 393—411. Prin asamblarea schemei de clasificare şi a datelor cuprinse în text rezultă clasificarea genetică completă care se prezintă astfel :

1. Calcare autohtone (acreţionare sau biochimice)

A. Calcare biohermale; B. Calcare biostromale; C. Calcare pelagice.

2. Calcare allohtone (detritice)

A. Calcirudite; B. Calcarenite; C. Calcilutite

3. Calcare metasomatice

A. Calcare dolomitice; B. Dolomite

Pentru a distinge calcarele autohtone de cele allohtone, Pettijohn propune următoarele criterii :

— pentru calcarele autohtone : asocierea cu argile şistoase; tranziţii gradate către argilite, şisturi şi siltite calcaroase; interstiţiile dintre fosile colmatate cu mîl calcaros (micrit)* ; prezenţa briozoarelor incrustante; nesortate ca dimensiuni; cu fosile articulate (întregi) şi structuri recifale;

— pentru calcarele allohtone : asociate cu ortocuarţite; tranziţii gradate către ortocuarţite, interstratificate cu ortocuarţite; interstiţiile colmatate cu ciment calcitic spatic; conţin fosile rulate; sortate ca dimensiuni; cu fosile desarticulate (desfăcute, fragmentate); prezintă stratificaţie încrucişată.

Clasificarea genetică a lui Sveţov (1958) ia în consideraţie originea, natura şi factorii diagenetici ca determinanţi principali în procesele de formare a rocilor carbonatice :

1. Calcare în care este conservată compoziţia originală, ceea ce permite gruparea în tipuri genetice primare :

A. predominant de origine organică :

a. bioherme, stromatolite

b. din cochilii întregi (scheletale)

c. cochilifer detritice (fragmentare)

d. microgranulare (parţial)

B. predominant de origine chimică (inclusiv bacteriene) :

a. tufuri calcaroase

b. stalactite „de scurgere"

c. oolite şi pisolite

d. microgranulare (parţial)

2. Calcare cu materialul original considerabil alterat şi calcare complet criptogenice (de origine necunoscută) :

A. puternic alterate dar prezentînd vestigii de compoziţie, structură şi origine a materialului primar :

a. produse prin remaniere mecanică (acumulate detritic)

b. produse prin remaniere de către organisme coprogenice

c. produse prin substituiri chimice—calcitizare

---

* Parantezele cuprind termeni apropiaţi din alte clasificări.

Scanned with OKEN Scanner

B. criptogenice — fără vestigii clare ale compoziției originale, structurii și originii :

a. produse prin recristalizare cu pierderea structurii primare
b. microgranulare (parțial)
c. nodulare, pseudogranulare și în parte recristalizate

Plumley, Risley, Graves și Kaley (1962) clasifică rocile calcaroase după energia turbulentă a mediului în care are loc sedimentarea fără să propună denumiri pentru tipurile de calcare. Pentru stabilirea nivelului energetic sînt utilizați parametrii structurali și în subsidiar parametrii compoziționali. Sînt definite astfel cinci tipuri principale de calcare : 1. de ape liniștite ; 2. de ape intermitent agitate ; 3. de ape slab agitate ; 4. de ape moderat agitate și 5. de ape puternic agitate.

Nelson, Brown și Brineman (1962) clasifică calcarele în patru tipuri principale (pe criterii structurale), ocupîndu-se în continuare exclusiv de calcarele scheletale pe care le subdivid după criteriul potențialului ecologic în recifi sau bancuri, iar după configurație în bioherme sau biostrome. Schematic, clasificarea se prezintă astfel : calcare macrocristaline cu Ø cristalelor $> 0{,}062$ mm ; calcare afanitice cu Ø cristalelor $< 0{,}062$ mm ; calcare scheletale în care sînt cuprinși recifii (biohermali și biostromali) și bancurile (biohermale și biostromale) ; calcare fragmentare (cochilifere, calcarenite și calcirudite).

În țara noastră se bucură de o circulație mai largă clasificările genetice ale lui Twenhofel și Pettijohn (Papiu, 1960 ; Rădulescu, 1965). Prin forma superioară de generalizare și interpretare a datelor de analiză clasificările genetice au merite deosebite atît pe plan teoretic, cît și pe plan practic. Teoretic, ele oferă modalități de înțelegere a proceselor geologice și a originii potențiale a rocilor carbonatice. Utilitatea practică rezidă din folosirea lor în stadiile finale de execuție a hărților faciale și de prognoză pentru unele substanțe minerale utile : zăcăminte de petrol, minereuri sedimentare de fier, zăcăminte de fosfați, depozite evaporitice etc. Spre exemplu, în țara noastră reciful barieră Ghergheasa—Ungureni, Brîncoveanu, Cartojani, Talpa, Alexandria, Vișina (Platforma Moesică, tithonic superior—cretacic inferior) este implicat în acumularea zăcămintelor de hidrocarburi de pe acest aliniament. Zăcămîntul de fier sedimentar de la Căpuș este cantonat în calcare oolitice feruginoase dintr-un golf al mării epicontinentale luteției, fiind cuprins între bancurile calcaroase cu *Anomya* și cu *Nummulites perforatus*. Oolitele fosfatice (fără importanță economică) și glauconitele de vîrstă albian superior, situate la marginea spre bazin a shelfului intern din zona centrală a Platformei Moesice (Glagoveanu — Glavacioc — Ștefan cel Mare—Dumbrava) sînt cantonate parțial în roci carbonatice.

Scanned with OKEN Scanner

Depozitele evaporitice cu gips şi anhidrit (estul Platformei Moesice, purbeckian-wealdian inferior) sînt localizate în calcare micritice abiogene, dolomite, calcare coprolitice, aparţinînd părţii periferice a unei platforme carbonatice.

IV.2.2. Clasificări descriptive

Clasificările descriptive se pot grupa pe baza parametrului utilizat în clasificare, care trebuie să fie determinabil experimental şi exprimabil cantitativ, sau a scopului practic urmărit, în care caz se apelează la o convenabilă selectare a parametrilor.

IV.2.2.1. *Clasificarea rocilor carbonatice sedimentare după criterii structural-compoziţionale*

Cele mai simple clasificări structurale grupează rocile carbonatice pe clase dimensionale utilizînd parametrul de mărime a granulelor sau cristalelor. Pentru rocile carbonatice de origine mecanică sînt adoptaţi termenii propuşi de Grabau (1904) : calcirudit, calcarenit, calcilutit, fie respectînd scara originală a dimensiunilor (Pettijohn, 1949, tabelul nr. 16), fie o scară uşor modificată după Wentworth (1922), aşa cum o utilizează Folk (fig. 12). Termenul de tranziţie între calcilutit şi calcarenit este calcsiltitul care, dacă adoptăm scara pentru siltitele clastice, este încadrat în limitele 0,06—0,004 mm.

La rocile carbonatice cristaline (calcare, dolomite etc.) se utilizează pentru denumirea claselor structurale următorii termeni : macrocristalin, mezocristalin, microcristalin şi criptocristalin (tabelul nr. 16).

Clasificări mai complexe în care sînt folosiţi parametrii structurali-compoziţionali (dimensiune şi tipul particulelor) care cuprind şi implicaţii de natură genetică aparţin lui Teodorovici (1958), Folk (1959), Leighton şi Pendexter (1962), Dunham (1962). Teodorovici (1958) prezintă scheme de clasificare structurală separat pentru calcare şi pentru dolomite. Într-o formă schematică clasificarea calcarelor arată astfel :

1. Calcare în care predomină masa minerală :

A. cu material de cimentare absent sau sub 10% : a. radiar agregate ; b. crustificate ; c. normal granulare.

B. cu material de cimentare care constituie 10—50% : a. radiar agregate ; b. crustificate şi tipic de incrustaţie cu material înglobat (biomorfic, detritic) ; c. normal granulare cu material de cimentare organic sau de altă natură.

2. Calcare în care predomină materialul de cimentare :

A. clastice (conglomerate, brecii, grezoase, siltitice)

B. chimice sau biochimice (oolitice, concreţionale, nodulare, coprolitice etc.)

C. organice : biomorfice (stromatolitice, cochilifere) ; biomorfdetritice (recifogene, anumite crete) ; biodetritice (calcare fragmentare)

Dolomitele sînt clasificate la rîndul lor în trei grupe principale :

1. Dolomite în care predomină masa minerală :

A. cu relicte pozitive (10—45%) : a. granulare (oolitice, detritice, biomorfice etc.) ; b. microgranulare (oolitice, detritice, biomorfice)

B. fără relicte pozitive sau < 10% relicte pozitive : a. granulare ; b. microgranulare (criptogranulare, pelitomorfe)

2. Dolomite cavernoase-poroase cu structuri relicte negative :

A. granulare (oolitice, detritice, biomorfice etc.)

B. microgranulare (oolitice, detritice, biomorfice etc.)

3. Dolomite cu material de cimentare predominant :

A. cu structuri fragmentare (conglomerate, brecii, grezoase, siltitice)

B. cu structuri relicte chimice sau biochimice (oolitice, pisolitice etc.)

C. cu structuri relicte organice (biodetritice, biomorfdetritice, biomorfice).

Folk (1959) clasifică rocile carbonatice în cinci clase principale (tabelul nr. 17) avînd semnificaţie genetică ; clasele secundare sînt definite pe criterii compoziţionale utilizînd raporturile volumetrice dintre principalii constituenţi allochimici (intraclaste, oolite, fosile şi pelete).

Leighton şi Pendexter (1962) propun clasificări structural-compoziţionale separat pentru calcare şi pentru dolomite ; terminolo-

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul nr. 17

Clasificarea rocilor carbonatice (după R.L. Folk, 1959)

				Calcare, calcare parțial dolomitizate și dolomite primare (vezi notațiile 1—6)					Dolomite de substituire (V)		
				> 10 % allochimice roci allochimice (I și II)		<10 % allochimice roci microcristaline (III)					
				ciment calcitic spatic > matrice microcristalină	matrice microcristalină > ciment calcitic spatic	1—10 % allochimice	<1 % allochimice	roci biohermale nederanjate (IV)	allochimice fantomatice	lipsite de allochimice fantomatice
				roci allochimice sparitice (I)	roci allochimice microcristaline (II)					
Compoziția volumetrică în allochimice	> 25 % intraclaste (i)			intrasparrudit, intrasparit	intramicrudit* intramicrit *	după componentul allochimic relativ abundent	intraclaste : micrit cu intraclaste	micrit, dismicrit (micrit contur-bat), dolomicrit (dolomit primar)	biolitit	după component. alloch. evident	dolomit intraclastic fin cristalin etc.	dolomit mediu cristalin
		>25 % oolite (o)		oosparrudit ($I_o : L_r$) oosparit ($I_o : L_a$)	oomicrudit * oomicrit *		oolite : micrit cu oolite				dolomit oolitic grosier cristalin etc.	
	< 25 % intraclaste	< 25 % oolite	raportul volumetric fosile/pelete < 3:1 (b)	biosparrudit ($I_b : L_r$) biosparit ($I_b : L_a$)	biomicrudit biomicrit		fosile : micrit fosilifer				dolomit biogenic, afanocristalin etc.	dolomit fin cristalin etc.
			3:1—1:3 (bp)	biopelsparit (Ibp : La)	biopelmicrit						dolomit peletal foarte fin cristalin etc.	
			<1:3 (p)	pelsparit (Ip : La)	pelmicrit		pelete : micrit cu pelete					

* Tipuri de roci rar întîlnite.

[1] Numirile rocilor se referă la calcare. Dacă roca conține mai mult de 10 % dolomit de substituire la denumirea rocii se adaugă sufixul „dolomitizat". Ex.: intrasparit dolomitizat. Dacă roca conține mai mult de 10 % dolomit de origine incertă la denumirea rocii se adaugă sufixul „dolomitic." Ex.: pelsparit dolomitic. Dacă roca este constituită din dolomit primar la denumirea rocii se adaugă sufixul „primar dolomitic". Ex.: intramicrit primar dolomitic. În loc de micrit primar dolomitic se poate utiliza termenul de dolomicrit.

[2] Denumirile de sus din carouri se referă la calcirudite (∅ mediu al allochimicelor > 1 mm), denumirile de jos se referă la rocile cu ∅ mediu al allochimicelor < 1 mm. *3*, Dacă roca conține mai mult de 10 % material terigen se utilizează sufixele: grezos, siltitic sau argilos. Ex.: biosparit grezos. *4*, Se menționează cu ajutorul sufixelor allochimicele care apar în cantități semnificative și nu sînt cuprinse în denumirea rocii. Ex.: intrasparit fosilifer, pelmicrit oolitic. *5*, Dacă un tip de fosilă predomină sau este exclusiv reprezentat în rocă se menționează în denumirea rocii. Ex.: biosparit cochilifer, biomicrit crinoidal. *6*, Dacă roca inițial a fost microcristalină și ulterior a fost recristalizată trecînd la o rocă microsparitică (5—15 μ) se folosește termenul microsparit. Ex.: biomicrosparit, pelmicrosparit.

Scanned with OKEN Scanner

gia utilizată pentru rocile carbonatice de tranziţie este reprodusă în figura 18. În clasificarea calcarelor (tabelul nr. 18) sînt cuprinse două grupe mari : clastice (depuse prin procese mecanice şi sub-

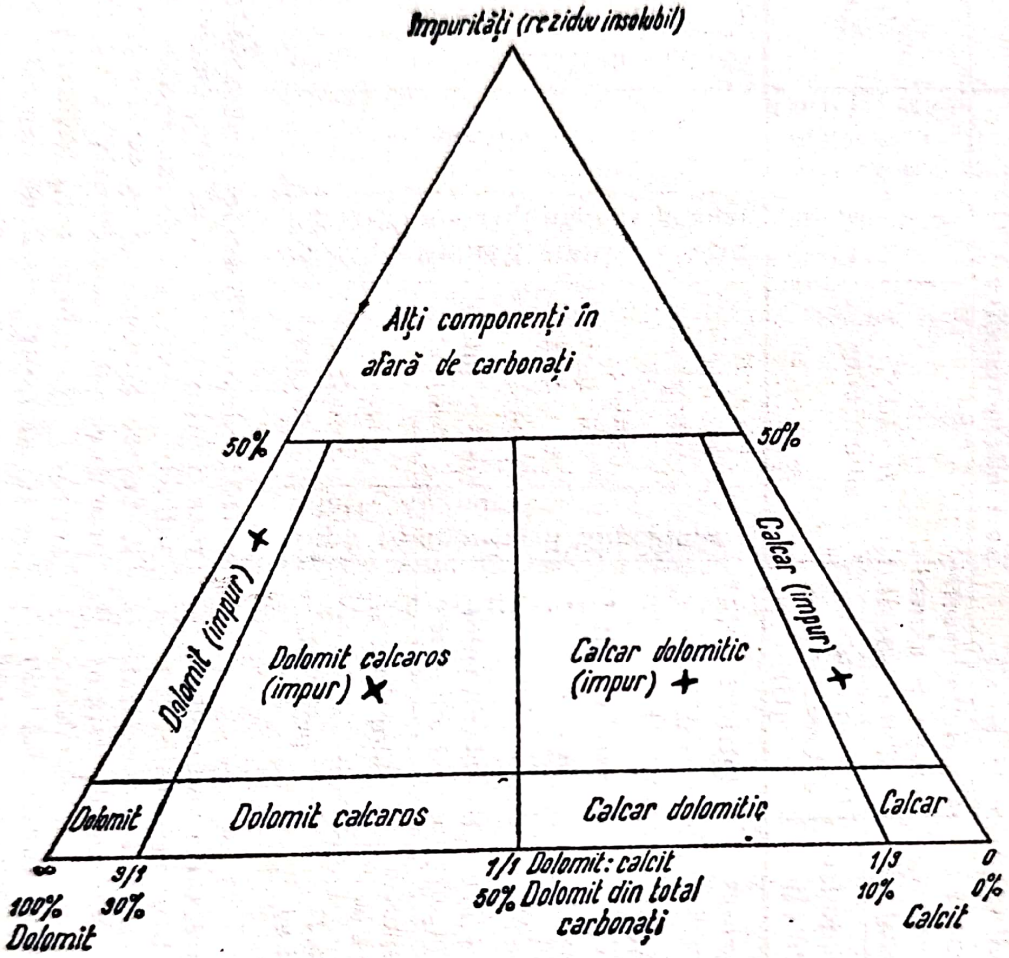


Fig. 18. — Terminologia rocilor carbonatice după criteriul compoziţional (după Leighton şi Pendexter, 1962). Termenul impur poate fi substituit, după caz, cu termenul compoziţional corespunzător (argilos, grezos etc.).

divizate în funcţie de tipul de granulă) şi construite (separate după tipul organismului constructor). Rocile dolomitice sînt subdivizate pe baza procentului de mineral dolomitic din rocă şi pe bază genetică (primare sau secundare). Pentru fiecare tip în parte se specifică, dacă este cazul, structurile relicte observate. Exemple : dolomit calcaros (oolitic), dolomit calcaros (scheletal), calcar dolomitic (scheletal), calcar oolitic (dolomitizat), calcar scheletal (dolomitizat) etc.

Tabelul nr. 18

Clasificarea structural compoziţională a calcarelor (după Leighton şi Pendexter, 1962)

Raportul granule/micrit	Granule (%)	Tipuri de granulă					Bioconstruite	
		granule detritice	granule scheletale	pelete	granule agregate (lump)	granule înfăşurate		
9 :1	~90 %	calcar detritic	calcar scheletal	calcar peletal	calcar agregat*	calcar oolitic (pisolitic, algal)	calcar coraligen, algal etc.	caliche, travertin, tuf
1 :1	~50 %	calcar detritic micritic	calcar scheletal, micritic	calcar peletal micritic	calcar agregat micritic	calcar oolitic (pisolitic etc.) micritic	calcar algal micritic etc.	
1 :9	~10 %	calcar micritic-detritic	calcar micritic, scheletal	calcar micritic peletal	calcar micritic agregat	calcar micritic oolitic (pisolitic etc.)	calcar micritic coraligen (algal) etc.	
		calcar micritic						

* Calcar agregat = termen provizoriu pînă ce va fi găsit (adoptat) un termen corespunzător în literatura română.

Scanned with OKEN Scanner

Dunham (1962) clasifică rocile carbonatice (tabelul nr. 19) după criterii structural-depoziţionale în două grupe :

— roci carbonatice la care se poate recunoaşte structura depoziţională, pentru care propune subdiviziuni şi denumiri specifice ;

— roci carbonatice la care nu se poate recunoaşte structura depoziţională, pe care le denumeşte carbonatice cristaline. Subdivizarea acestora se poate face utilizînd criterii structurale obişnuite (dimensiunea particulelor).

Tabelul nr. 19

Clasificarea rocilor carbonatice după criterii structural-depoziţionale (Dunham, 1962)

Structură depoziţională determinabilă					Structură depoziţională nedeterminabilă
Componenţii originali nu sînt legaţi (crescuţi) între ei în timpul depunerii				componenţii originali legaţi între ei în timpul depunerii ; componenţii scheletali în poziţie de creştere	roci carbonatice cristaline
Conţin mîl carbonatic (particule de dimensiuni argiloase sau fin siltitice)			mîl carbonatic absent, schelet granular		
Suport mîlos		schelet granular			
<10% granule	>10% granule				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	

Pentru rocile carbonatice din prima grupă sînt propuse denumiri specifice, unele greu de tradus în limba română, pentru care motiv vom încerca să expunem pe scurt definiţia termenilor şi similitudini cu termeni utilizaţi în alte clasificări.

Mudstone = rocă carbonatică cu fond mîlos (microcristalin) în care granulele pot constitui cel mult 10% din volumul rocii. Compoziţia mineralogică se poate specifica separat (calcitic, dolomitic). Termenul nu include referiri la originea materialului carbonatic microcristalin (clastic sau precipitat chimic). Termeni apropiaţi : calcilutit, micrit.

Wackestone = rocă carbonatică cu suport mîlos (microcristalin) în care sînt cuprinse granule ce constituie mai mult de 10% din volumul rocii. Granulele nu se sprijină unele pe altele, ele „plutesc" în fondul microcristalin al rocii. Termeni apropiaţi : calcilutit calcarenitic, pelmicrit, oomicrit, intramicrit.

Scanned with OKEN Scanner

Packstone = rocă carbonatică în care granulele se susţin unele pe altele, constituind un schelet granular. Spaţiile dintre granule sînt ocupate de ciment carbonatic diagenetic şi obligatoriu mîl carbonatic distribuit neuniform (aglomerări locale sau lenticulare).

Grainstone = rocă carbonatică în care granulele se susţin unele pe altele constituind un schelet granular ; total lipsite de mîl carbonatic. Spaţiile dintre granule sînt ocupate de ciment carbonatic diagenetic. Termeni apropiaţi : biosparite, oosparite, calcarenite.

Boundstone = rocă carbonatică de natură organic-scheletală în care componenţii originali sînt legaţi între ei din timpul depunerii şi au rămas de regulă în poziţie de creştere. Prezintă frecvent sedimente siltitice interne, cavităţi mari colmatate cu ciment biochimic. Se aplică la roci biohermale şi biostromale. Termeni apropiaţi : biolitit, calcar scheletal.

Dintre clasificările structural-compoziţionale expuse mai sus cele mai utilizate în domeniile tehnice sînt clasificările structurale simple bazate pe criteriul dimensional. În lucrările cu tematică stratigrafică sau de prospecţiune geologică se utilizează în schimb clasificările lui Folk (1959), Dunham (1962) şi în mai mică măsură clasificarea lui Leighton şi Pendexter (1962). Şi în ţara noastră după anul 1970, aceste clasificări s-au impus avînd în prezent cea mai largă circulaţie (Dragastan, Muţiu şi Vinogradov, 1975 ; Patrulius, 1976 ; Costea, Vinogradov şi Comşa, 1976 ; Drăgănescu, 1976 etc.).

IV.2.2.2. *Clasificarea rocilor carbonatice sedimentare după compoziţia mineralogică şi chimică*

Sînt considerate roci carbonatice acelea care conţin mai mult de 50 % $CaCO_3$ sau $CaMg(CO_3)_2$. În natură, rocile carbonatice prezintă tranziţii între ele (între calcare şi dolomite) sau cu alte grupe de roci, cele mai frecvent întîlnite fiind combinaţiile cu argilă.

Amestecul binar calcit-dolomit formează seria calcarelor dolomitice şi dolomitelor calcaroase. Denumirea varietăţilor litologice rezultate este dată în tabelele nr. 20 şi 21.

Din amestecul binar calcit-argilă rezultă seriile calcarelor argiloase şi marnelor (tabelul nr. 22), iar din amestecul binar dolomit-argilă rezultă o serie de varietăţi dolomitice argiloase şi argile dolomitice (tabelul nr. 23).

Propunerile de clasificare a rocilor carbonatice pe baza amestecului ternar calcit-dolomit-argilă sînt numeroase, fapt pentru care în lucrare vom da clasificarea cu utilizarea cea mai frecventă (tabelul nr. 24).

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul nr. 20

Denumirea rocilor carbonatice rezultate din amestecul binar calcit-dolomit

Denumirea rocii	Conținut (%)	
	calcit	dolomit
Calcar	95—100	0—5
Calcar dolomitizat	75—95	5—25
Calcar dolomitic	50—75	25—50
Dolomit calcaros	25—50	50—75
Dolomit calcitizat	5—25	75—95
Dolomit	0—5	95—100

Tabelul nr. 21

Denumirea rocilor carbonatice rezultate din amestecul binar calcit-dolomit (după Carozzi, 1960; Pettijohn, 1957)

Denumirea rocii	Conținut (%)	
	calcit	dolomit
Calcar	>95	<5
Calcar magnezian	90—95	5—10
Calcar dolomitic	50—90	10—50
Dolomit calcitic	10—50	50—90
Dolomit	<10	>90

Tabelul nr. 22

Denumirea rocilor rezultate din amestecul binar calcit-argilă

Denumirea rocii	Conținut (%)	
	calcit	argilă
Calcar	95—100	0—5
Calcar argilos	85—95	5—15
Marnocalcar	75—85	15—25
Marnă calcaroasă	65—75	25—35
Marnă	35—65	35—65
Marnă argiloasă	25—35	65—75
Marno-argilă	15—25	75—85
Argilă marnoasă	5—15	85—95
Argilă	0—5	95—100

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul nr. 23

Denumirea rocilor rezultate din amestecul binar dolomit-argilă

Denumirea rocii	Conţinut (%)	
	argilă	dolomit
Dolomit pur	0—5	95—100
Dolomit argilos	5—25	75—95
Dolomit foarte argilos	25—35	65—75
Argilă dolomitică	35—50	50—65

Tabelul nr. 24

Denumirea rocilor carbonatice rezultate din amestecul ternar calcit-dolomit-argilă (după Teodorovici, 1960)

Denumirea rocii	Conţinut (%)		
	calcit	dolomit	argilă
Calcar puternic dolomitic	65—47	30—50	0—5
Calcar dolomitic	80—65	15—35	0—5
Calcar slab dolomitic	95—80	5—20	0—5
Calcar	100—90	0—5	0—5
Calcar slab argilos	95—85	0—5	5—10
Calcar dolomitic slab argilos	90—45	5—45	5—10
Calcar argilos	35—90	0—5	10—30

Un alt criteriu de clasificare a calcarelor şi dolomitelor l-a constituit raportul de greutate Ca/Mg, pe baza căruia rocile carbonatice respective au fost separate în mai multe varietăţi litologice (tabelele nr. 25 şi 26).

Tabelul ne. 25

Denumirea rocilor rezultate din amestecul binar calcit-dolomit, în funcţie de raportul Ca/Mg (după Chilingar şi colab., 1967)

Denumirea rocii	Ca/Mg
Calcar puternic dolomitic	4,74— 16,0
Calcar dolomitic	16,0— 60,0
Calcar slab dolomitic	60,0—105,0
Calcar	>105,0

Tabelul nr. 26

Clasificarea dolomitelor pe baza raportului de greutate Ca/Mg (după Chilingar şi colab., 1967)

Denumirea rocii	Ca/Mg
Dolomit magnezian	1,0—1,5
Dolomit	1,5—1,7
Dolomit slab calcitic	1,7—2,0
Dolomit calcitic	2,0 -3,5

Unele dolomite conţin un plus de magneziu în raport de conţinutul în dolomit şi calcit, fapt pentru care Frolova (1959, din Vatan,

Scanned with OKEN Scanner

1967) a propus o clasificare a dolomitelor pe baza raportului de greutate CaO/MgO (tabelul nr. 27).

Tabelul nr. 27

Clasificarea dolomitelor pe baza raportului CaO/MgO (Frolova, 1959)

Numele rocii	Conținut (%)			CaO/MgO
	dolomit	calcit	magnezit	
Calcar	5—0	95—100	—	> 50,1
Calcar slab dolomitic	25—5	75—95	—	9,1 —50,1
Calcar dolomitic	50—25	50—75	—	4,0 —9,1
Dolomit calcitic	75—50	25—50	—	2,2 —4,0
Dolomit slab calcitic	95—75	5—25	—	1,5 —2,2
Dolomit	100—95	0—5	—	1,4 —1,5
Dolomit foarte slab magnezian	100—95	—	0—5	1,25—1,4
Dolomit slab magnezian	95—75	—	5—25	0,8 —1,25
Dolomit magnezian	75—50	—	25—50	0,44—0,8
Magnezit dolomitic	50—25	—	50—75	0,18—0,44
Magnezit slab dolomitic	25—5	—	75—95	0,03—0,18
Magnezit	5—0	—	95—100	0,0 —0,03

IV.2.2.3. *Clasificarea rocilor carbonatice sedimentare după structura porilor*

Prezentarea unei scheme de clasificare a rocilor carbonatice avînd drept criteriu structura porilor este dificilă, deoarece porii, obișnuit, prezintă forme și dimensiuni foarte variate, iar legăturile de comunicație dintre ei sînt foarte complicate. În ansamblu se separă (Chilingar și colab., 1967 ; Pârvu și colab., 1978) :

— calcare cu pori izolați sau comunicînd între ei prin intermediul unor canalicule sau microfisuri cu deschiderea cuprinsă între 0,01 și 0,005 mm, vizibile în secțiuni subțiri (pl. I, fig. 3, 4) ;

— calcare cu pori relativ frecvenți ce comunică între ei prin canalicule vizibile în șlifuri, deschiderea fiind de 0,1—0,5 mm și mai mari (pl. II, fig. 1) ;

— calcare sau dolomite cu porozitate distribuită între particulele clastice sau între cristale (porozitate primară) (pl. II, fig. 2, 3) ;

— calcare sau dolomite cu spații poroase formate prin intermediul fisurilor și microfisurilor (pl. II, fig. 4 ; pl. III, fig. 1) ;

— calcare cu porozitate mixtă conținînd două sau mai multe tipuri din porii descriși mai sus (pl. III, fig. 2).

Cunoașterea porozității globale (absolute) a rocilor carbonatice, în general, și a porozității lor utile, în special, prezintă o deosebită

importanţă practică, în primul rînd pentru industria petrolului (roci carbonatice colectoare) şi, în al doilea rînd, pentru studii hidrogeologice : posibilităţi de alimentare cu apă potabilă şi industrială. Nu este suficient ca o rocă să fie poroasă ci, pentru ca ea să poată ceda conţinutul fluid găzduit, este absolut necesar ca porii să aibă legături între ei (să comunice între ei). În acest context, clasificarea din subcapitolul de faţă indică importanţa rocilor carbonatice ca roci colectoare (vezi şi subcap. VI.2.3).

IV.2.2.4. *Clasificarea rocilor carbonatice sedimentare după domeniile de utilizare*

Aşa cum reiese din titlul subcapitolului, pentru această clasificare s-a luat drept criteriu domeniul de utilizare a rocilor carbonatice :

- **Roci carbonatice : (calcare, dolomite).**
  - **calcare**
    - **pentru industria varului**
    - **" " cimentului**
    - **" " construcţiilor**
    - **" " celulozei**
    - **" " metalurgică şi siderurgică**
    - **" lucrări ornamentale şi decorative etc.**
  - **dolomite**
    - **pentru industria construcţiilor**
    - **" produse refractare**
    - **" agricultură (amendament)**
    - **" industria metalurgică şi siderurgică etc.**

IV. 3. Aplicaţii practice

Clasificarea rocilor carbonatice alături de structura şi textura acestora prezintă nu numai un interes ştiinţific, ci şi unul practic. Ea constituie prima fază în trierea rocilor şi dirijarea lor spre o anumită ramură industrială. O deosebită importanţă practică prezintă clasificările pe criteriul componenţei mineralogice şi pe modalitatea de prezentare şi răspîndire a porilor. Odată stabilită varietatea litologică, spre exemplu calcar magnezian (5 —10 % dolomit), calcar (95 — 100 % $CaCO_3$), dolomit (0 — 10 % $CaCO_3$) etc., cel interesat apreciază, în fază primară, modalitatea valorificării rocii carbonatice respective. De asemenea, o rocă carbonatică diagnosticată ca avînd pori relativ frecvenţi şi care comunică între ei prin canalicule deschise va fi considerată ca o rocă cu calităţi colectoare bune sau foarte bune ş.a.m.d.

Scanned with OKEN Scanner

Cunoaşterea şi descrierea corectă a structurii şi texturii rocilor carbonatice prezintă de asemenea importanţă pentru caracterizarea rocii respective din punctul de vedere al posibilităţilor de utilizare. Un calcar criptocristalin, compact ne va sugera dirijarea lui spre industria materialelor de construcţie : ciment, var, filler, mozaic sau în construcţie şi lucrări de drumuri — blocuri brute sau fasonate, piatră spartă de diverse granulaţii etc. Un calcar macrocristalin, compact-masiv, cu indivizii cristalini larg dezvoltaţi, omogen, cu colorit uniform va fi dirijat în construcţii spre a fi utilizat sub formă de placaje, glafuri, coloane, dale etc. sau pentru lucrări ornamental-decorative. De asemenea, structura şi textura definesc tipul de colector : poros, cavernos, fisurat etc. Spre exemplu, structura microcristalină (micritică) ce caracterizează calcarele şi dolomitele fin granulare, la care, deşi indivizii cristalini sînt strîns lipiţi între ei, totuşi prin dispunerea şi aranjarea lor lasă posibilitatea formării unor mici spaţii intercristaline (pl. II, fig. 3) care pot mijloci circulaţia fluidelor prin ele (colectoarele carbonatice din albianul Platformei Moesice). O situaţie asemănătoare, mult îmbunătăţită, prezintă rocile carbonatice mezo- şi macrocristaline, unde spaţiile intercristaline primare au uneori dimensiuni asemănătoare porilor din rocile granulare (pl. III, fig. 3 ; pl. VII, fig. 3). Rocile carbonatice cu structură arenitică, organogen-detritică şi oolitică au caractere petrofizice asemănătoare gresiilor şi nisipurilor colectoare.

Capitolul V

Geneza şi diageneza rocilor carbonatice sedimentare

V.I. Geneza rocilor carbonatice sedimentare

Rocile carbonatice, care constituie 1/5 din învelişul sedimentar al litosferei, se pot forma într-o gamă variată de procese organice, anorganice sau mecanice, atît în condiţii marine, cît şi în condiţii continentale. Aproape toate marile serii sedimentare carbonatice provin din domeniul marin.

Geneza rocilor carbonatice se deduce din observaţii directe asupra proceselor de sedimentare actuale, din analize de laborator şi modelări şi prin interpretarea logică a indicaţiilor oferite de o serie de parametri (minerali, organici, structurali, texturali) conservaţi în roci sau în serii sedimentare. Fairbridge şi colab. (1967, din Lombard, 1972) clasifică principalii factori regionali care controlează microfaciesul rocilor în trei grupe : factori primari, factori organici şi factori anorganici.

— Factorii primari sînt de natură fizico-chimică, acţiunea lor se exercită în timpul sedimentării (sinsedimentari) sau există dinainte în mediul marin (presedimentari). În această grupă sînt considerate poziţia substratului şi a rocilor din ariile continentale învecinate, compoziţia soluţiilor şi a precipitatelor, natura şi concentraţia ionilor, pH, Eh, presiunea, temperatura etc. O succintă prezentare a mediilor de sedimentare în funcţie de concentraţia ionilor de hidrogen (pH) şi a potenţialului de oxidoreducere (Eh) poate sugera influenţa acestora asupra procesului de sedimentare. Astfel, apa de mare prezintă valori ale pH-ului cuprinse între 7 şi 9, iar Eh-ul între —200 mV şi +450 mV. Sedimentele din mările deschise sînt caracterizate prin valori ale pH cuprinse între 7 şi 8,5 şi Eh între —400 mV şi +600 mV, în timp ce sedimentele evaporitice prezintă limite mult mai largi pentru valorile pH, şi anume între 6 şi 9,5, iar Eh de la —500 mV la +600 mV. Apele dulci (rîuri, lacuri) au valori scăzute ale pH : 6—7,5 iar Eh de la —100 pînă la +500 mV. Trecerea de la un mediu acid la un mediu alcalin este unul din mecanismele care explică precipitarea carbonaţilor la confluenţa rîurilor cu apa de mare. Procesul de evaporare a apei din solurile regiunilor aride determină o alcalinizare succesivă a soluţiilor şi precipitarea

Scanned with OKEN Scanner

carbonaţilor sub formă de cruste superficiale (caliche). Caracterul oxidant sau reducător al mediului exprimat prin valorile pozitive sau negative ale Eh explică asocierea depozitelor carbonatice cu zăcămintele limonitice de fier, cu silicaţi de fier sau cu monosulfură feroasă (hidrotroilit).

Şi alţi factori primari din grupa celor enumeraţi mai sus joacă un rol deosebit în procesul de sedimentare. Spre exemplu, temperatura controlează solubilitatea carbonaţilor şi reacţiile metabolice ale plantelor şi animalelor, iar salinitatea controlează activitatea biologică şi momentele de declanşare a precipitării sărurilor din soluţii, cantitatea de precipitat etc.

— Factorii organici (presedimentari şi sinsedimentari) privesc compoziţia faunei şi florei, fenomenele de fotosinteză, procesele bacteriene etc. Spre exemplu, procesele de respiraţie şi fotosinteză controlează activ echilibrul CO_2 din ape (prin consumarea CO_2 are loc o creştere a valorilor pH). Factorii organici sînt implicaţi în precipitarea carbonaţilor fie pe cale directă prin secreţionare, fie pe cale indirectă prin alcalinizarea mediului ambiant. Organismele limnivore pot determina schimbări chimice ale mîlului calcaros prin prelucrarea biotică în tubul digestiv. Bacteriile care descompun substanţa organică elimină în mediul înconjurător gaze, fluide şi ioni. Microorganismele sînt frecvente în cele mai variate medii de sedimentare: de la foarte acide la puternic alcaline pH = 1 — 10 (exemple: bacterii feruginoase la pH între 2 şi 7, tiobacterii la pH între 1 şi 7, bacterii reducătoare de sulfaţi în medii anaerobe la pH între 6 şi 10), la temperaturi cuprinse între 0° şi 75°C, la salinităţi care ating concentraţiile de saturaţie.

— Factorii anorganici (sinsedimentari şi postsedimentari) sînt responsabili în evoluţia procesului diagenetic. În cursul acumulării sedimentelor pot surveni importante modificări de mediu; astfel, condiţiile alcaline şi oxidante din apa de mare pot deveni rapid acide şi reductive pe fundul bazinului. Prin procese anorganice pot fi îndepărtaţi selectiv carbonaţii mai solubili sau anumiţi ioni din mineralele carbonatice şi scheletele de organisme, au loc procese de reducere sau oxidare, substituţii, înlocuiri metasomatice, recristalizări etc.

V.1.1. Geneza calcarelor

Dacă facem abstracţie de procesele diagenetice şi epigenetice, putem subdiviza calcarele în două mari grupe genetice:

— grupa calcarelor autohtone, care se formează prin extragerea directă a carbonatului de calciu din apa mării sau din ape continen-

tale (lacuri, rîuri, izvoare) prin procese organice sau anorganice conducînd la depozitele calcaroase primare ;

— grupa calcarelor allohtone, derivate din calcarele autohtone prin procese de dezagregare, transport şi redepunere.

Urmărirea în continuare a principalelor procese genetice se poate face pe schema stabilită de Twenhofel, în 1950.

Calcarele autohtone (Pettijohn, 1957) se pot forma prin procese organice sau anorganice (Twenhofel, 1950).

Calcarele de origine organică rezultă prin acumularea carbonatului de calciu, fie de natură organică secreţionară folosit pentru construirea suportului sau structurii protectoare a ţesutului organic, fie din precipitare în procesele metabolice. În funcţie de aceste procese, calcarele organice se pot forma prin :

a) acumularea scheletelor şi a structurilor protectoare ale organismelor ;

b) activitatea vitală a organismelor : precipitare în procesul de fotosinteză sau în procese bacteriene.

a) Calcarele formate prin acumularea scheletelor şi a structurilor protectoare ale organismelor. În această grupă se încadrează calcarele construite sau biolititele (Folk, 1959), calcarele lumaşelice, calcarele peletale, calcarele constituite din organisme calcigene microscopice.

Calcarele construite corespund recifilor. Reciful este definit de Nelson, Brown şi Brineman (1962) ca un depozit calcaros scheletal format din organisme care posedă capacitatea ecologică de a construi structuri topografice rigide rezistente la valuri. Principalele organisme constructoare de recifi sînt algele (coralinacee, codiacee), coralii (hexacoralierii, tetracoralierii) şi briozoarele. Lumea recifală este variată ; în afară de organismele menţionate apar şi moluşte, foraminifere, viermi care cresc împreună în colonii. Recifii coraligeni actuali sînt constituiţi din alge calcaroase (25—50 %), corali (10—35 %), moluşte (10—20 %) şi foraminifere (3—15 %). În cadrul unui recif se pot distinge miezul sau interiorul recifului (reef-core, reef-proper, reef-wall) constituit din scheletul organismului constructor şi flancul recifului (reef-flank), care este porţiunea din recif ce înconjură, acoperă sau se întrepătrunde cu miezul recifului. Flancul recifal este sectorul din recif în care se desfăşoară lupte dintre forţa de expansiune biologică a recifului şi agenţii exteriori distructivi. El este constituit din fragmente scheletale foarte slab sortate şi din particule carbonatice. Depozitele interrecifale (inter-reef deposits) sînt sedimente

Scanned with OKEN Scanner

depuse între recifi asemănătoare cu cele de flanc recifal dar care pot conține în plus clastice terigene și relativ frecvente accidente silicioase. La recifii liniari se pot deosebi o zonă din fața recifului (fore-reef), orientată spre domeniul bazinal, cu trecere laterală la sedimente bazinale, și o zonă în spatele recifului (back-reef), orientată spre țărm, cu trecere la depozite de lagună. Laguna este aria dintre complexul recifal și linia de țărm sau aria complet circumscrisă de complexul recifal (cazul atolilor). După forma corpului geologic și după raporturile cu sedimentele învecinate recifii pot fi biohermali (cu formă proeminentă de movilă sau lentilă cuprinsă în roci de litologie diferită) sau biostromali (cu formă stratificată sau lenticular alungită). Rudiștii, de exemplu, pot construi recifi biostromali.

Spre deosebire de recifi, bancurile reprezintă depozite calcaroase scheletale constituite din organisme care nu au capacitatea ecologică de a ridica structuri rigide rezistente la valuri. În funcție de forma lor, bancurile pot fi și ele biohermale sau biostromale. *Lucina*, care nu este organism recifal, poate constitui bancuri biohermale.

Calcarele lumașelice sînt formate din sfărîmături ale cochiliilor de moluște. Sub acest aspect ele se încadrează în grupa calcarelor fragmentare, reprezentînd o formă de trecere spre calcarele biodetritice cu indicii de transport (clasarea granulometrică, textură încrucișată). În cazul în care cochiliile sînt întregi, nerulate, depozitul calcaros constituie un bioacumulat și se plasează în categoria bancurilor biostromale.

Calcarele peletale de natură coprolitică, cum sînt de exemplu calcarele cu *Favreina*, pot fi considerate în grupa calcarelor de origine organică, deoarece reprezintă un produs al activității biologice a organismelor limnivore.

Calcarele constituite din organisme calcigene microscopice sînt frecvente mai ales în domeniul pelagic. Deși au talia minusculă aceste organisme joacă un rol important în procesul de sedimentogeneză datorită numărului foarte mare de exemplare. Un exemplu edificator este creta, constituită aproape în exclusivitate din alge planctonice (*Coccolitoforideae*) și foraminifere pelagice (globigerine etc.). În țara noastră creta și calcarele cretoase apar în timpul cenomanianului și senonianului în faciesurile de platformă din Moldova și Dobrogea de sud.

Alte exemple de calcare organice sînt cele cu numuliți (bancul cu *Nummulites perforatus* din Transilvania, eocen și calcarele de Albești din Depresiunea Getică, eocen); calcarele cu orbitoline (calcirudite și calcarenite cu orbitoline, baremian superior-bedoulian inferior, din platforma carbonatică Getică) (Patrulius, 1976); calcarele cu fusuline etc.

Scanned with OKEN Scanner

b) Calcarele formate prin activitatea vitală a organismelor sînt constituite din carbonat de calciu acreţionar, neschelet al, de origine metabolică. În formarea lor concură procese de fotosinteză sau procese bacteriene.

Calcarele precipitate în procesul de fotosinteză. Consumarea bioxidului de carbon, în procesul de fotosinteză, de către plantele acvatice conduce la precipitarea calcitei în cristale foarte fine care se acumulează sub forma unui depozit numit pulbere algală (algal-dust). Algele filamentare şi unicelulare din grupul *Chlorophyta* şi *Cyanophyta* generează, prin procese de acreţionare sau de agregare a mîlului calcaros, sedimente laminate cu morfologie sferoidală sau emisferică cunoscute sub numele de stromatolite. Formaţiunile corpusculare de formă sferoidală cu talie milimetrică, constituite din lamine calcaroase fine cu dispoziţie concentrică neregulată, reprezentînd produse de incrustaţie algală, poartă numele de oncolite.

Un studiu foarte minuţios al formaţiunilor stromatolitice şi oncolitice din Dobrogea centrală (formaţiunea de Casimcea-jurasic superior) a fost executat de Drăgănescu (1976). Characeele, alge de apă dulce, depozitează anual în Green Lacke (S.U.A.) 1 000 tone de carbonat de calciu. Un rol deosebit au jucat characeele în sedimentogeneza calcarelor de vîrstă purbekiană din Munţii Bihorului sau din Platforma Moesică. Depozitele spongioase, ca tufurile calcaroase şi travertinurile în care apar resturi vegetale fosilizate, se formează prin acţiunea de fotosinteză a plantelor continentale. Depozite de acest fel sînt frecvente din cuaternar pînă în prezent.

Calcarele precipitate în ciclul bacterian al unor elemente (sulf, azot, fosfor) în care carbonatul de calciu se formează ca un produs intermediar. Astfel se petrec lucrurile în procesul de formare al sulfurii feroase, prin reducerea bacteriană a sulfaţilor, în care carbonatul de calciu apare ca produs intermediar :

$$CaSO_4 + 2\,C \rightarrow 2\,CO_2 + CaS$$

$$CaS + CO_2 + H_2O \rightarrow CaCO_3 + H_2S$$

$$3H_2S + Fe_2O_3 \rightarrow S + 2\,FeS + 3\,H_2O$$

În reacţiile bacteriene asupra materiei organice rezultă CO_2 care se combină cu CaO, produs tot bacterian pe seama sulfatului de calciu, pentru a rezulta carbonat de calciu :

$$2\,CaSO_4 + 2(CH_2O) \rightarrow CaO + 2\,S + 2CO_2 + 2\,H_2O + O_2$$

$$2\,CaO + 2\,CO_2 \rightarrow 2\,CaCO_3$$

Scanned with OKEN Scanner

Prin acest proces s-a încercat explicarea substituirii anhidritului cu calcit în depozitele permiene din bazinul Delaware (Texasul de vest, S.U.A.). În țara noastră, Papiu (1960) consideră majoritatea carbonatului de calciu din marnele negre ale diferitelor formațiuni (șisturi negre, stratele de Sinaia) rezultat din procesele de reducere bacteriană a sulfatului de calciu din apele marine. Filipescu (1931, din Papiu, 1960) leagă formarea calcarelor din aquitanianul și helveția-nul Subcarpaților de procesele de reducere bacteriană a gipsului în prezența hidrocarburilor din rocă.

Pe seama descompunerii materiei organice rezultă hidrat de amoniu sau carbonat de amoniu, care prin reacții cu bicarbonatul de calciu sau sulfatul de calciu conduce la precipitarea carbonatului de calciu :

$$2\,NH_4OH + Ca(HCO_3)_2 \rightarrow CaCO_3 + (NH_4)_2\,CO_3 + H_2O$$

$$(NH_4)_2CO_3 + SO_4Ca \rightarrow CaCO_3 + SO_4(NH_4)_2$$

Calcarele de origine anorganică rezultă din acumularea carbonatului de calciu produs prin reacții chimice sau fizico-chimice în care nu intervin organismele. În această grupă de calcare pot interveni însă aporturi juvenile care vor fi considerate doar în măsura în care ele se desfășoară în domeniul sedimentar. Calcarele de origine anorganică se formează prin : a) amestec de soluții ; b) pierderea CO_2 din ape și c) evaporare.

a) Calcarele formate prin amestec de soluții se pot întîlni în condiții naturale în sectoarele în care apele bicarbonatate continentale deversează în mări cu salinitate ridicată, așa cum este cazul cu valea Iordanului la vărsarea în Marea Moartă.

b) Calcarele formate prin pierderea CO_2 din ape, datorită creșterii temperaturii, scăderii presiunii atmosferice sau hidrostatice, agitației în zonele superficiale, sînt caracteristice pentru medii marine de foarte mică adîncime. Reprezentanți tipici ai acestei grupe sînt calcarele oolitice. Oolitele considerate ca unități separate se formează prin procese de acreționare, în timp ce calcarul oolitic rezultă printr-un proces de agregare. Este un frumos exemplu pentru a ilustra concurența diverselor procese sedimentare în formarea rocilor. Formațiunile oolitice recente se formează exclusiv în zonele cu puternici curenți de fund (barierele din apropierea coastelor) sau în zonele de acțiune ale mareelor (tidal flats). În sedimentele vechi, formațiunile oolitice prezintă evidente indicii de transport prin curenți (stratificație încrucișată la scară mare). Procesul de formare a oolitelor se desfășoară cu intensitate în mediile lagunare

Scanned with OKEN Scanner

sub climat semiarid. Calcarele oolitice şi algale sînt frecvent întîlnite în baza formaţiunilor dolomitice primare sau a depozitelor evaporitice.

Există şi alte posibilităţi în natură care conduc la eliberarea în atmosferă a CO_2 din ape şi, implicit, la formarea calcarelor anorganice, şi anume depunerile la ieşirea din subteran a izvoarelor bicarbonatate termale sau depunerile legate de vulcanismul submarin.

c) Calcarele formate prin procesul de evaporare. Acest proces poate fi urmărit astăzi într-o serie de bazine barate prin strîmtori, cel mai caracteristic fiind Golful Persic separat de Oceanul Indian prin strîmtoarea Ormuz. Pe ţărmul vestic al Golfului Persic între Qatar şi Oman se înşiră o serie de lagune costale cu salinitate foarte ridicată, în care precipită aragonitul, calcitul, dolomitul, gipsul, anhidritul şi chiar halitul. În trecutul geologic, o geneză similară au avut calcarele din baza seriilor evaporitice. În domeniul continental prin procesul de evaporare se formează stalactitele şi stalagmitele din peşteri sau crustele de carbonaţi (asociaţi şi cu alte săruri) de la partea superficială a solurilor din regiunile semiaride denumite caliche, reh, sabath, sebkhas, în diverse regiuni ale globului unde au fost întîlnite.

Unii autori (Ruhin, 1961; Papiu, 1960) mai separă în grupa calcarelor de origine anorganică o a patra subgrupă, şi anume calcarele formate prin procese de dedolomitizare, din care fac parte calcare în mase compacte cu structuri granulare şi cu relicte de dolomit. Este vorba deci de calcare epigenetice care nu îşi pot avea locul în clasificarea lui Twenhofel. Fairbridge şi Chilingar (1967) consideră formarea calcarelor prin dedolomitizare ca un proces epidiagenetic, în care anhidritul asociat dolomitului intervine în reacţia de calcitizare :

$$CaMg(CO_3)_2 + CaSO_4 \rightarrow 2\,CaCO_3 + MgSO_4 \text{ (care migrează în soluţie).}$$

Calcarele allohtone (Pettijohn, 1957) derivă din calcarele autohtone prin procese de dezagregare, transport şi redepunere fiind denumite calcare de origine mecanică (Twenhofel, 1950; Johnson, 1951, din Feray, Hauer şi Hewatt, 1962), calcare detritice (Vatan, 1967; Ruhin, 1961, Strahov, 1957), calcare fragmentare (Nelson şi colab., 1962), sau calclitite (Folk, 1959).

Calcarele de origine mecanică rezultă prin acumularea produselor de eroziune ale calcarelor preexistente (formate în afara locului de acumulare şi în timp anterior). Ele reprezintă deci cel puţin ciclul doi de sedimentare. Natura detritică a acestor calcare poate fi asimilată cu a rocilor clastice terigene avînd, ca şi acestea, dimensiuni ale fragmentelor componente, de la lutite pînă la rudite (calcilutite,

Inv. 68095

Scanned with OKEN Scanner

calcarenite, calcirudite). În cazul calcarelor microcristaline opțiunea dintre calcarele micritice (calcarele autohtone de precipitare chimică sau biochimică) și calcilutite (calcare allohtone rezultate prin triturare foarte fină) este dificilă sau chiar imposibilă. În acest caz, indicații prețioase sînt oferite de texturile de curent sau de granoclasare. Prin amestecul intim al componentului calcaros foarte fin triturat cu argilă se formează suita rocilor de tranziție de la calcar la marnă.

V.1.2. Geneza dolomitelor

Geneza dolomitelor și îndeosebi geneza dolomitelor primare constituie un domeniu controversat al petrologiei rocilor carbonatice. Această stare de fapt este determinată, pe de o parte, de concurența proceselor primare și secundare în dolomitogeneză, iar, pe de altă parte, de insuficiența criteriilor pentru delimitarea proceselor concurente.

În problema dolomitelor primare Blatt, Middleton și Murray (1972) ajung la următoarele concluzii :

— Nu există exemple concludente de formarea germenilor spontani de dolomit în condiții contemporane, cu o singură excepție, și anume cea de la Deep Springs Lake, California. Chiar și în acest caz nu există certitudinea unui dolomit primar. Studiul izotopic al carbonului și oxigenului nu exclude posibilitatea genezei metasomatice a dolomitului pe seama cristalelor de calcit.

— Se pare că nu există nici un criteriu sigur de recunoaștere a dolomitelor primare în rocile vechi.

Considerăm totuși că este utilă o prezentare sumară a condițiilor actuale în care se desfășoară procesul de dolomitogeneză.

În sedimentele carbonatice actuale din apele marine calde și de mică adîncime, calcitul magnezian (cu un conținut în magneziu de circa 8 %) este frecvent întîlnit alături de aragonit. Proporția de calcit magnezian se pare că este cu atît mai mare cu cît sedimentele sînt mai fine granulometric.

Importante cantități de calcit magnezian sînt fixate de unele grupe de organisme ce populează apele marine calde și de mică adîncime. În produsele secreționare ale algelor calcaroase, $MgCO_3$ se află în proporție de 10,9 — 25 %, la corali de 0,1 — 16 %, briozoare 0,6—11 %, crustacei 3,7 — 16%, spongieri calcaroși 4,6 — 14 %, foraminifere 1,8 — 11 % (Twenhofel, 1950).

Dolomite recente au fost identificate în zonele costale ale bazinelor marine în lagune hipersaline, în zonele afectate de maree, precum

şi pe ariile continentale în lacuri cu ape hipersaline. În aceste medii au fost descrise dolomite „primare" şi de „substituire penecontemporană", la geneza lor concurînd deci procese primare şi diagenetice timpurii. Fairbridge şi colab. (1967) cuprind aceste formaţiuni în grupa dolomitelor sindiagenetice.

Dacă precipitarea directă a dolomitului este citată în cazuri rare (Deep Springs Lake, Kara-Bugaz, în unele sedimente din Golful Persic), în schimb dolomitele de substituire penecontemporană apar destul de frecvent şi sînt relativ bine studiate. Procesele responsabile în geneza dolomitelor de substituire penecontemporană sînt concentraţia capilară şi refluxul evaporitic.

Procesul de concentraţie capilară este operativ în zonele supra- şi intermareice şi se realizează prin concentrarea progresivă în săruri a soluţiilor interstiţiale în drumul lor ascendent (pro ascensum) spre interfaţa sediment-atmosferă datorită solicitării evaporo-sudaţiei. Circulaţia ascendentă a acestor saramuri concentrate conduce la precipitarea dolomitului şi la dolomitizarea penecontemporană a sedimentului. Dolomitul nu este singurul precipitat, el fiind însoţit de aragonit, calcit (insula Andros din Arhipelagul Bahamas), uneori de gips, anhidrit şi chiar halit (Golful Persic între Peninsula Qatar şi Oman).

Refluxul evaporitic este operativ în ape mai adînci, cum sînt cele din lagunele separate prin bariere de bazinul marin. Alimentarea cu apă marină a acestor lagune are loc periodic. Evaporarea intensă a apelor din lagună conduce la formarea unor saramuri concentrate, care, datorită densităţii, coboară (per descensum) în sediment în sensul în care sînt solicitate de nivelul scăzut al mării. Rezultatul este dolomitizarea progresivă a sedimentelor. Acest proces este actual în insula Bonaire din Antile.

Dolomite recente în sedimente de mică adîncime au fost semnalate (Teodorovici, 1946) în Golful Alakul din lacul Balhaş (U.R.S.S.), în lacuri izolate foarte puţin adînci sau în lagune (Coorong Lagoon) din Australia de sud (Alderman şi Skinner, 1957) şi în sedimentele carbonatice din Crane Key, Florida (Friedman, din Chilingar, Bissell şi Fairbridge, 1967).

În concluzie, dolomitogeneza actuală (recentă) se desfăşoară în următoarele condiţii de mediu :

— ape de mică adîncime situate la marginea dinspre uscat a platformelor continentale, pe plajele afectate de maree, în lagune, golfuri, în sectoarele de foarte mică adîncime ale lacurilor continentale ;

— climat arid cu valori ridicate ale temperaturii şi precipitaţii reduse ;

Scanned with OKEN Scanner

— rata ridicată a raportului Mg/Ca, şi anume de 4—5 ori mai mare decît în mediul marin normal ;

— abundenţa de plante acvatice care prin consumul de CO_2 determină o puternică alcalinizare a mediului.

Dolomitele considerate primare din seriile geologice se recunosc după structura pelitomorfă sau fin cristalină, asocierea cu depozite evaporitice, alternanţe la scară mică cu calcare, dispunere în strate bine individualizate cu faţa şi talpa net conturate, absenţa resturilor organice, absenţa pulberilor calcitice din interiorul cristalelor de dolomit. Aşa cum remarcă Pettijohn (1957) este greu de presupus pentru dolomitele la care se observă caracterele expuse mai sus ca fiind de altă origine decît primară. Dolomitele primare din seriile geologice constituie un exemplu în care principiul actualismului trebuie folosit doar orientativ.

În grupa dolomitelor primare ar putea fi considerate şi dolomitele de origine detritică, formate după procese prealabile de dezagregare, transport şi redepunere a rocilor dolomitice preexistente. Se formează astfel doloruditele, dolarenitele şi dololutitele, comparabile, ca geneză, cu calcarele allohtone, dar mult mai puţin frecvente în seriile sedimentare. Desigur că această asociere în clasificare a dolomitelor precipitate chimic cu dolomitele detritice nu este prea fericită şi trebuie considerată numai prin aceea că ambele grupe păstrează caractere primare ale mediului de sedimentare.

Dolomitele diagenetice (secundare timpurii sau penecontemporane) sînt cele formate prin înlocuirea carbonatului de calciu cu dolomit în intervalul de timp de la depunerea sedimentului pînă la litificarea sa. În această grupă intră marea majoritate a dolomitelor. Dolomitele diagenetice prezintă structuri cristaline concentrice-zonare, incluziuni pulverulente de calcit în cristalele euhedrale de dolomit, transecţia de către cristalele de dolomit a structurilor oolitice, fosilifere sau a stratificaţiei, fantome de structuri clastice sau bioclastice, spaţii poroase şi cavernoase, în parte conservate, în parte nou create prin reducerea de volum care însoţeşte fenomenul de dolomitizare (apreciată la 12—13 % din volumul iniţial al rocii). Procesul de creştere a cristalelor de dolomit are loc exclusiv în prezenţa carbonatului de calciu. În acest fel se explică de ce se conservă în procesul de dolomitizare cavităţile organice ale coralilor, interiorul testurilor de foraminifere (dacă nu este colmatat cu calcit), geodele, suprafeţele silicifiate etc.

Dolomitizarea evoluează diferit în funcţie de forma sub care se găseşte carbonatul de calciu sau de gradul de cristalinitate. Nu toate fracţiunile scheletale răspund în mod egal la dolomitizare.

Scanned with OKEN Scanner

Astfel, algele calcaroase constituite din calcit magnezian se dolomitizează cu uşurinţă, de asemenea cochiliile aragonitice ale gasteropodelor şi cefalopodelor ; mai greu însă se dolomitizează scheletele calcitice ale brahiopodelor, ostracodelor, rareori plăcile de echinoderme constituite din calcit spatic, iar fragmentele de crinoide se păstrează ca atare chiar şi în situaţiile în care roca-gazdă este avansat dolomitizată. În ultimul stadiu de dolomitizare are loc dizolvarea articolelor de crinoide, în locul lor rămînînd impresiuni negative cu o mare fidelitate morfologică. Situaţii asemănătoare prezintă particulele neschelet ale, dolomitizarea afectînd succesiv matricea aragonitică, oolitele şi pisolitele aragonitice, calcitul micritic, calcitul microspatic şi calcitul spatic. În unele cazuri, substituirea cu dolomit fin cristalin are loc cu respectarea dimensiunilor şi a orientărilor cristalografice ale cristalelor originale de calcit. Se conservă astfel cu mare fidelitate structuri delicate de cochilii. Tot astfel se formează pseudomorfozele de dolomit după cristale aciculare de calcit situate la marginea geodelor.

Cele mai frumoase exemple de dolomitizare penecontemporană sînt oferite de formaţiunile recifale din Munţii Dolomiţi. În ţara noastră, legături genetice evidente între formaţiuni recifale şi dolomitizările penecontemporane sînt cunoscute în Platforma Moesică, la nivelul kimmeridgian superior-valanginian inferior.

Dolomitele epigenetice (secundare tardive) sînt cele formate prin înlocuirea calcitului cu dolomit după litificarea sedimentului. Procesul de dolomitizare se petrece deci în rocă, un rol foarte important avînd metasomatoza, care presupune aport exogenic de soluţii. Dolomitele epigenetice se mai numesc „dolomite controlate structural" sau dolomite „tectonice", datorită faptului că sînt legate de reliefuri vechi sau de elemente tectonice (falii, şarniere anticlinale, horsturi). Criteriile de recunoaştere a dolomitelor epigenetice sînt : structura macrocristalină, claritatea şi idiomorfismul pronunţat, lipsa incluziunilor de calcit pelitomorf în nucleele cristalelor dolomitice, porozitatea mare, forma masivă de zăcămînt.

Chiar şi o prezentare sumară a capitolului de geneză a rocilor carbonatice scoate în evidenţă deosebirile notabile existente în acest domeniu între calcare şi dolomite. În timp ce procesele primare, în care organismele joacă un rol important, sînt larg implicate în geneza calcarelor, în cazul dolomitelor rolul principal în geneză este jucat de procesele secundare de natură fizico-chimică. Este cazul să menţionăm că singura grupă de calcare formate prin procese secundare este aceea a calcarelor dedolomitizate. Noţiunile legate de geneza rocilor carbonatice capătă valenţe practice îndeosebi în aprecierea calităţii lor ca roci colectoare. Pentru abordarea complexă a implicaţiilor de

Scanned with OKEN Scanner

ordin practic, noţiunile genetice trebuie completate cu cele de natură diagenetică, un exemplu concludent în acest sens constituindu-l dolomitele.

V.2. Diageneza rocilor carbonatice sedimentare

Este bine cunoscut faptul că procesele fizice, chimice şi organice încep să acţioneze asupra sedimentelor imediat după depunerea lor. Diageneza rocilor carbonatice cuprinde peste treizeci de procese diferite, care pot modifica compoziţia şi structura primară a sedimentelor. După Chilingar, Bissell şi Wolf (1967), diageneza include toate procesele fizico-chimice, biochimice şi fizice care modifică sedimentele în intervalul de timp cuprins între depunere şi litificare, în condiţii de temperaturi şi presiuni cu valori mici caracteristice mediilor de suprafaţă sau apropiate. Procesele ulterioare litificării trec gradat la epigeneză şi aceasta la rîndul ei spre domeniul metamorfic, ca o consecinţă a creşterii presiunii şi temperaturii. Procesul de epigeneză se poate desfăşura şi în condiţii de suprafaţă în care rolul determinant îl au apele freatice. Fairbridge şi colab. (1967) disting trei faze de diageneză :

— *Sindiageneza* (faza de sedimentare, prediastrofică). Procesele fazei sindiagenetice se desfăşoară pînă la limita inferioară de activitate a bacteriilor şi sînt puternic influenţate de această activitate. În pătura superioară a sedimentelor se desfăşoară stadiul iniţial al sindiagenezei sub controlul unui pH mai acid (cu valori de 6,5—7) faţă de pH apei de mare. În aceste condiţii au loc procese de solubilizare a aragonitului sau calcitului. În lagunele cu climat arid, în medii alcaline, se desfăşoară procese de dolomitizare sindiagenetică şi precipitarea gipsului. În stadiul de îngropare treptată a sedimentelor, în condiţii de mediu alcalin şi de valori negative ale Eh, precipită carbonatul de calciu, sideritul, sulfurile de fier (marcasită, pirită), iar silicea este mobilizată şi apare precipitată ca nodule (silexuri).

— *Anadiageneza* (faza de compactare-maturare). În această fază au loc compactarea sedimentelor, expulzarea apei (o parte poate rămîne în sediment ca apă fosilă), cimentarea gradată, dar şi solubilizări parţiale şi coroziuni. Spaţiile poroase sînt treptat colmatate, permeabilitatea scade, au loc procesele de supracreştere. Caracteristice acestei faze sînt dolomitizările secundare.

— *Epidiageneza* (faza de suprafaţă, preerozională, postdiastrofică). În această fază, sub acţiunea apelor meteorice şi a pînzelor freatice au loc solubilizări, recimentări, mineralizări, care conduc la

litificare. Se mai formează în această fază dolomitele epidiagenetice, dar şi calcare rezultate prin dedolomitizare.

În această accepţiune procesele de tranziţie spre domeniul metamorfic se pot întîlni în partea inferioară a zonei de anadiageneză (şi aceasta numai în ortogeosinclinale), iar epidiageneza se desfăşoară exclusiv în condiţii de suprafaţă sub controlul apelor freatice.

Procesele variate ce se desfăşoară în faza de diageneză a sedimentelor, cît şi faptul că între aceste procese nu se pot trasa limite riguroase fac ca expunerea organizată a acestora să constituie o problemă de opţiune. În cele ce urmează vom prezenta principalele procese diagenetice în funcţie de gradul de complexitate, pornind de la constatarea că în natură procesele evoluează de la simplu la complex.

Compactarea este procesul de reducere a volumului iniţial prin tendinţa de desfiinţare a spaţiilor poroase şi de expulzare a lichidului interstiţial. Acest proces afectează în special calcarele mîloase în care valoarea porozităţii şi îmbibarea cu fluide pot atinge 80—90 % din volumul sedimentului. Recifii în schimb sînt practic neafectaţi de procesul de compactare. Raportul existent între fracţiunea fină şi grosieră, cît şi forma componenţilor minerali sau organici condiţionează în largă măsură gradul de compactare. Spaţiile intergranulare ale calcarelor oolitice se reduc prin îngrămădirea, zdrobirea, deformarea sau coroziunea granulelor şi prin expulzarea fluidelor. Compactarea diferenţiată poate determina direcţia, sensul şi cantitatea migraţiei fluidelor. Procesul de compactare poate altera structura şi textura originală a sedimentelor carbonatice sau poate crea sisteme de fisuri.

Solubilizarea, coroziunea şi decimentarea sînt procese care se manifestă cu intensitate în rocile carbonatice din mediile litorale şi subaeriene, avînd ca efect creşterea porozităţii şi îndepărtarea mineralelor instabile în noile condiţii de pH şi presiune a soluţiilor interstiţiale. Particulele mici sînt primele afectate de dizolvare. Procesele de solubilizare sînt responsabile în formarea carsturilor, texturilor stilolitice şi con-în-con şi sînt de asemenea implicate în geneza calcarelor noduloase. În rocile carbonatice apar destul de frecvent goluri create prin solubilizarea fragmentelor scheletice sau a oolitelor. De un interes particular în interpretările diagenetice sînt spaţiile cavernoase colmatate în bază cu calcit fibros peste care este dispus un sediment intern siltitic denumit silt vados (vadose silt). Aceasta dovedeşte o etapă de expunere subaeriană a sedimentului respectiv, la începutul căreia s-a desfăşurat şi procesul de solubilizare prin acţiunea apelor meteorice. La fel de importante sînt spaţiile cavernoase ordonate în benzi avînd partea inferioară plată, iar

Scanned with OKEN Scanner

partea superioară neregulată. În interiorul acestor cavităţi, generate prin procese de disoluţie a carbonatului de calciu, se observă în partea bazală ciment calcitic fibros peste care urmează un sediment siltitic depus de curenţi. Formaţiunile diagenetice de acest fel se numesc stromatactis şi apar cantonate în bioherme. Procesele organice participă direct sau indirect la coroziunea şi solubilizarea sedimentelor calcaroase. Participarea directă poate fi exemplificată prin acţiunea organismelor limnivore sau prin acţiunea corozivă a algelor, iar participarea indirectă prin procesele bacteriene de descompunere a substanţei organice în cursul cărora se eliberează CO_2 şi scade valoarea pH-ului, ceea ce conduce la solubilizarea carbonatului de calciu. Procesele de decimentare sînt mai puţin studiate ; un caz este descris de Murray (1960), în calcare decimentate prin îndepărtarea cimentului anhidritic intergranular.

Cimentarea este procesul de umplere a spaţiilor interstiţiale cu precipitate autigene rezultate prin procese fizico-chimice sau biochimice, ceea ce conduce, în final, la litificarea sedimentului (în cazul calcarelor allohtone) sau la o descreştere a porozităţii (în cazul calcarelor construite). Cimentarea este strîns asociată cu procese de solubilizare, coroziune, spălare, recristalizare sau înlocuire. Sursa carbonatului de calciu din ciment poate fi endogenă sau exogenă. Procesul de precipitare al cimentului poate fi de natură fizico-chimică sau organică (bacterian sau algal). Precipitarea fizico-chimică are loc în condiţii de evaporare capilară a soluţiilor interstiţiale, prin intermediul apelor freatice, sau prin acţiunea apelor meteorice. În medii cu salinitate crescută (apa mărilor, lagune, lacuri sărate), cimentul precipitat este aragonitic sau calcitic magnezian, iar în mediu de apă dulce, este calcitic. Din punct de vedere structural se deosebesc : cimentul fibros, în care cristalele sînt orientate cu axa lungă perpendicular pe pereţii golurilor, cimentul cristalin-granular, cu aspect de mozaic, şi cimentul de supracreştere în care cimentul şi granulul din centru au aceeaşi orientare optică.

Precipitarea cimentului carbonatic prin procese bacteriene are loc prin reacţii care au fost deja descrise în subcapitolul V.1. (*Geneza rocilor carbonatice*) . Mobilizarea biologică a materiei organice determină producerea de biocatalizatori, enzime, care activează procesele chimice. Totodată au loc schimbări ale pH, Eh sau ale compoziţiei fluidelor interstiţiale. Cimentarea algală se realizează printr-un material carbonatic dens, microcristalin, sub formă de cruste, precipitat de alge albastre, verzi sau roşii în medii de shelf. Acest produs al precipitării directe este denumit ortomicrit. A doua posibilitate de geneză a cimentului micritic este triturarea foarte fină a talurilor algale. În acest caz este vorba de pseudomicrit.

Scanned with OKEN Scanner

Inversia, recristalizarea şi supracreşterea. Inversia este procesul prin care un mineral trece de la forme instabile la forme stabile fără schimbarea compoziţiei chimice, dar cu modificarea structurii cristaline. Este cazul aragonitului, care prin inversie trece la calcit. Timpul necesar acestui proces este variabil, uneori este de-ajuns un an, alteori timpul se măsoară în ere geologice (aragonitul a fost identificat şi în depozite paleozoice). Transformarea aragonitului în calcit este însoţită de o creştere în volum care poate afecta porozitatea şi gradul de cimentare al sedimentului.

Recristalizarea este procesul de schimbare a dimensiunii cristalelor sau granulelor fără afectarea compoziţiei chimice. De regulă prin recristalizare dimensiunile cresc dar, ocazional, se poate produce şi o micşorare a dimensiunilor (recristalizare degradată sau micritizare). Recristalizarea afectează în special formaţiunile recifale şi lagunare, în timp ce sedimentele bazinale sînt slab afectate. Dealtfel, întreg cortegiul de procese diagenetice începe mai de vreme şi este mai pronunţat în sedimentele de mică adîncime. Creşterea granulelor are loc în roci monominerale cu porozitate scăzută. Limitele dintre granule migrează, cauzînd creşterea unor granule pe seama granulelor vecine. Granulele mari le înlocuiesc pe cele mici, iar structurile fin mozaicate se transformă în structuri zaharoide. Reacţiile au loc în stare solidă, ionii transferîndu-se de la o reţea cristalină la alta fără intervenţia soluţiilor.

Autigeneza cuprinde procesele care conduc la formarea de minerale noi (neoformaţiuni) sau la regenerarea mineralelor preexistente. Mineralele autigene îşi încep şi continuă evoluţia odată cu formarea sedimentului sau după formarea sa, în timp ce componenţii allogeni există ca atare înainte de înglobarea în sediment. În această accepţiune autigeneza cuprinde procesele de cimentare, inversie, supracreştere, înlocuire, metasomatoză.

Metasomatismul diagenetic cuprinde procesele care conduc la substituirea unor specii minerale cu alte specii minerale fără să afecteze în mod sensibil volumul sedimentului sau al rocii. Schimburile sînt de natură chimico-mineralogică şi presupun în general o sursă exogenică de material. Prezenţa unor martori, ca incluziunile şi pseudomorfozele, demonstrează că procesul de substituire s-a desfăşurat gradat, creşterea noului mineral avînd loc simultan cu disoluţia mineralului substituit. În fazele avansate ale metasomatismului nu mai există criterii sigure de diagnosticare a materialului de origine metasomatică faţă de materialul precipitat direct.

Scanned with OKEN Scanner

Substituţiile pot fi carbonatice sau necarbonatice. În primul caz carbonaţii se substituie între ei, exemplul cel mai concludent fiind dolomitizările epigenetice. În substituirile necarbonatice intervin substituenţi de natură diferită : silicea, sub formă de opal, calcedonie sau cuarţ în procesele de silicifiere, compuşi ai fierului sub formă de hidroxizi în procesele de limonitizare sau de sulfuri în procesele de piritizare, fosfaţi de calciu în procesele de fosfatizare, sau sulfaţi, mai frecvenţi fiind anhidritul şi baritina, în procese de anhidritizare sau baritizare.

Scanned with OKEN Scanner

Capitolul VI

Tipuri şi varietăţi litologice carbonatice. Caracteristici tehnologice

VI.1. Tipuri şi varietăţi litologice carbonatice

În descrierea tipurilor şi varietăţilor de roci carbonatice se va ţine cont de parametrii utilizaţi în clasificările descriptive, în general, fără o referire specială la una din clasificările expuse în capitolul IV. Prezentarea tipurilor litologice este însoţită de exemplificări alese, îndeosebi, din episoadele carbonatice ale Platformei Moesice, pentru grupul rocilor carbonatice autohtone, şi din flişurile calcaroase ale Carpaţilor Orientali, pentru grupul rocilor carbonatice allohtone.

Calcare criptocristaline (criptogranulare sau pelitomorfe). Acest tip litologic face parte din grupul calcarelor afanitice, fiind constituit din cristale sau granule cu dimensiunea <0,001 mm. Ele rezultă din litificarea unor mîluri calcaroase foarte fine. Uneori sînt impurificate cu material argilos, substanţă organică, pirită pulverulentă sau, în varietăţile fosilifere, conţin microorganisme pelagice. Calcarele pelagice, denumite astfel după conţinutul în organisme pelagice, prezintă structură afanitică (criptocristalină). Termenul pelitomorf sugerează corespondenţa de dimensiuni între particulele carbonatice şi particulele argiloase. Pentru exemplificare citǎm calcarele litografice de vîrstă jurasică de la Solenhofen utilizate în litografie, de unde le vine şi numele. O parte din aceste calcare sînt criptocristaline, altă parte microcristaline, în ambele cazuri însă prezintă o perfectă uniformitate structurală. În ţara noastră sînt cunoscute calcare criptocristaline de vîrstă tithonic superior-berriasian din Bazinul Moesic central şi cele de vîrstă eocenă din stratele de Doamna din Carpaţii Orientali.

Calcare microcristaline (microgranulare). (pl. III, fig. 4; pl. IV, fig. 1). În acest tip litologic sînt cuprinse calcarele constituite din cristale sau granule cu dimensiuni de la 0,01 mm la 0,001 mm. Nu toţi autorii acceptă aceste limite, unii preferînd valorile extreme 0,004 pînă la 0,001 mm (pentru alte detalii a se vedea cap. IV). După introdu-

Scanned with OKEN Scanner

cerea, de către Folk (1959), a termenului contras micrit, denumirea de calcare micritice capătă o foarte largă circulaţie. Calcarele micritice sînt constituite din calcită microcristalină în proporţie de 90—100%. Cu maximum 10% pot interveni în, constituirea calcarelor micritice pelete, resturi fosile, material argilos, în cazuri rare oolite sau intraclaste. Dacă calcarul micritic conţine > 10% material terigen, acesta se specifică în denumire sub forma : calcar micritic argilos, siltitic, grezos.

În clasificarea lui Dunham (1962), echivalentul calcarului micritic este calcarul mîlos (mudstone syn. calcilutit). Şi acesta poate conţine maximum 10% componenţi allochimici.

Am specificat deja că o parte din calcarele litografice au structură microcristalină (în acest caz le denumim calcare sublitografice). Situaţii asemănătoare se întîlnesc şi în calcarele de Ciureşti (tithonic superior-berriasian) din Bazinul Moesic central, în calcarele de Doamna de vîrstă eocenă din Carpaţii Orientali, în calcarele cu characee din purbeckianul Platformei Moesice. Cînd calcarele micritice conţin > 10% resturi organice fosile le denumim biomicrite. Dacă un organism fosil predomină sau este exclusiv reprezentat într-un biomicrit, se menţionează în denumirea rocii (exemplu : biomicrit cu microfilamente, pl. IV, fig. 2). La fel se exprimă astfel de situaţii şi în cazul calcarelor denumite wackestone (Dunham, 1962), şi anume : ostracod wackestone, calpionelid wackestone etc. Creta şi calcarele cretoase reprezintă varietăţi de calcare microgranulare caracterizate prin porozitate ridicată, friabilitate şi conţinut foarte bogat în microorganisme. Prezintă adeseori accidente silicioase (silexuri). Sînt caracteristice pentru regiunile de platformă din cretacicul superior (Franţa, Anglia, R.F. Germania). În ţara noastră sînt semnalate în Dobrogea, Platforma Moesică şi Platforma Moldovenească. Varietăţi intermediare către calcarele mezocristaline sînt calcarele microsparitice (∅ cristalelor 5—15μ) şi calcarele fin cristaline (∅ cristalelor 0,05—0,01 mm) în geneza cărora sînt implicate procese de recristalizare.

Calcare mezo- şi macrocristaline (mezo- şi macrogranulare) (pl. IV, fig. 3). Aceste tipuri de calcare sînt constituite din cristale sau granule cu dimensiunile cuprinse între 0,05 (sau 0,062) şi 1 mm pentru calcarele mezocristaline şi, respectiv, mai mari de 1 mm pentru calcarele macrocristaline. În geneza lor sînt implicate procesele de recristalizare sau de supracreştere. Se întîlnesc în jurasicul superior din Platforma Moesică asociate complexelor recifale, în jurasicul mediu (dogger) din Carpaţii Orientali şi Apuseni, sub formă de calcare spatice cu plăci de echinide supracrescute, sau în triasicul din Dobrogea de nord sub formă de encrinite recristalizate.

Scanned with OKEN Scanner

Calcare peletale (pelmicrite şi pelsparite) (pl. IV, fig. 4; pl. V, fig. 1). Sînt constituite din pelete (> 10%) cuprinse într-un fond calcitic microcristalin (pelmicrit) sau în calcită spatică (pelsparit). Pelmicritele avînd între 10 şi 50% pelete mai pot fi denumite „Pellet lime wackestone", iar cele cu mai mult de 50% pelete „pellet lime packstone" sau „packed pelmicrite". Calcarele pelsparitice pot fi echivalate în parte cu „pellet lime grainstone" (cele cu pelete numeroase care constituie un schelet al rocii). În afară de pelete mai pot apărea şi alţi componenţi allochimici: fosile, oolite, intraclaste, conducînd la varietăţi litologice: biopelmicrit, biopelsparit, oopelsparit etc. Calcare peletale asociate cu calcare coprolitice apar frecvent în berriasianul şi valanginianul inferior din Platforma Moesică.

Calcare oolitice (oomicrite şi oosparite) (pl. V., fig. 2, 3). Sînt constituite din oolite cuprinse într-un fond calcitic microcristalin (oomicrite) sau în calcită spatică (oosparite), acestea din urmă avînd cea mai mare răspîndire (în clasificarea lui Dunham, 1962, sînt denumite oolite lime grainstone). O varietate de calcare oolitice sînt calcarele cu oolite superficiale (sau oolite incipiente), constituite din granule înfăşurate în carbonat de calciu la care grosimea învelişului acreţionar este mai mică decît raza nucleului. De remarcat situaţiile frecvente de dolomitizări penecontemporane care afectează calcarele oolitice şi asocierile faciale cu calcarele algale şi depozitele evaporitice. Exemple de calcare oolitice se pot cita în jurasicul superior şi cretacicul inferior din Platforma Moesică, în tortonianul şi sarmaţianul din Platforma Moesică şi Platforma Moldovenească.

Calcarele pisolitice conţin granule înfăşurate (coated grains), care diferă de oolite prin talia mai mare ($\varnothing > 2$ mm), prin forma neregulată şi prin modul de genează, fiind cunoscute sub numel de pisolite. Exemple de pisolite actuale se cunosc la Karlovy Vary (Cehoslovacia).

Calcare intraclastice (intramicrite şi intrasparite) (pl. V, fig. 4; pl. VI, fig. 1). Caracterul distinctiv al acestui tip litologic este dat de prezenţa intraclastelor (> 25% din volumul rocii), în general bine rotunjite, cu dimensiuni variate (de la ruditice pînă la fin arenitice) cuprinse în ciment calcitic spatic, mai rar în calcit microcristalin. În funcţie de dimensiuni şi de natura liantului se definesc varietăţile: intrasparrudit, intrasparit, intramicrudit, intramicrit. Pentru a le separa de calcirudite şi de calcarenite sînt necesare analize comparate, pe suprafeţe extinse, pe baza cărora se conchide natura allochimică a granulelor (în acest caz intraclastele).

În afara intraclastelor mai pot participa şi alţi componenţi allochimici: organisme, pelete, oolite. Multe din calciruditele şi calcarenitele platformelor carbonatice sînt de fapt calcare intraclastice.

Scanned with OKEN Scanner

Aşa este situaţia şi în Platforma Moesică, unde în jurasic şi cretacicul inferior apar aproape exclusiv calcare intraclastice numite anterior calcarenite. Calcarele noduloase din kimmeridgian sînt de fapt intramicrite.

Calcare scheletale (pl. VI, fig. 2, 3, 4). Acest grup de calcare rezultă din acumularea părţilor tari (scheletale) secretate de organisme. Unii autori (Nelson şi colab., 1962) folosesc această denumire exclusiv pentru calcarele cu material scheletal prezentînd ocurenţe primare de creştere sau depunere, deci pentru acumulări în loc, nederanjate prin transport mecanic, aşa cum este cazul cu recifii, bancurile biohermale şi biostromale, stromatolitele. La constituirea lor participă coralii, algele, briozoarele, unele genuri de moluşte. În clasificarea lui Dunham (1962) aceste calcare sînt denumite boundstone, iar Folk (1959) le numeşte biolitite. Pentru calcarele care conţin fragmente scheletice deplasate mecanic de la locul de origine se întrebuinţează denumirea de calcare fragmentare sau bioclastice. În general, acestea sînt lipsite de cochilii întregi, sînt granoclasate, iar fragmentele prezintă urme de eroziune, aşa cum este cazul calcarelor lumaşelice. Leighton şi Pendexter (1962) sinonimează termenii scheletal şi bioclastic. În accepţiunea acestor autori, calcarul scheletal este produsul acumulării de fragmente sau schelete întregi de organisme care sînt deplasate din locul de origine. Calcarele construite rămase în poziţie de creştere sînt denumite bioconstruite (organic frame builders). Din numeroasele exemple de calcare scheletale din ţara noastră citãm : calcarele recifale cu corali şi alge din Platforma Moesică (tithonic superior), calcarele recifale cu alge *(Lithothamnium)* din Platforma Moesică şi Platforma Moldovenească de vîrstă tortoniană, bancul cu *Nummulites perforatus* şi bancul cu *Anomya* din Transilvania, de vîrstă luteţiană, calcarele stromatolitice şi oncolitice din Platforma Moesică şi Dobrogea centrală din kimmeridgian, calcarele lumaşelice din zona subcarpatică de vîrstă pliocenă.

Calcare cu granule agregate (lumpale). Caracterul distinctiv al acestor calcare este dat de prezenţa granulelor compuse (lump) formate în principal prin procese de agregare. În constituirea granulelor compuse pot intra pelete, oolite, acreţiuni algale. Se întîlnesc în formaţiuni contemporane din insulele Bahamas sub numele de bahamite sau grapestones. În cretacicul inferior din Platforma Moesică granulele agregate apar sporadic în calcare peletale fără să constituie însă calcare lumpale s.str.

Calcare detritice (calcirudite, calcarenite, calcsiltite, calcilutite) (pl. VII, fig. 1). Sînt constituite din fragmente de dimensiuni ruditice pînă la lutitice provenite din roci calcaroase preexistente. Cînd predomină detritusul fosil se foloseşte prefixul bio : biocalcirudit,

Scanned with OKEN Scanner

biocalcarenit. Folk (1959) foloseşte termenul calcirudit pentru calcarele ce conţin $> 50\%$ extraclaste (fragmente de calcare preexistente erodate şi redepuse). Calcarele pseudoolitice (constituite din fragmente de calcare cu contururi pregnant rotunjite, cu formă ovoidală) sînt în cea mai mare parte de natură detritică. Calcarele grumloase sînt descrise de Vatan (1967) la grupa calcarelor detritice. Pe măsură ce creşte gradul de fineţe al acestora ele trec la calcare sublitografice şi litografice sau prin amestec cu fracţiunea argiloasă la calcare argiloase, marne. Un indiciu ajutător în precizarea naturii detritice a calcarelor este prezenţa componentelor terigene (fragmente de şisturi cristaline, cuarţ, feldspaţi, lamele micacee). În condiţii de teren sînt de un deosebit ajutor caracterele texturale, cum ar fi granoclasarea, laminaţia de curent, urmele de curent. Calcarele detritice sînt larg răspîndite în seriile de fliş calcaros, spre exemplu în orizontul superior al stratelor de Sinaia (hauterivian terminal-barremian) sau în stratele de Comarnic (barremian).

Travertine şi tufuri calcaroase. Sub aceste denumiri sînt cuprinse depozite calcaroase formate prin acumularea superficială a carbonatului de calciu precipitat prin procese anorganice sau (şi) procese organice în medii continentale (lacuri, rîuri, izvoare termale). Deosebirea între ele constă în gradul de compactare, travertinele prezentîndu-se ca mase compacte, întărite, în timp ce tufurile apar ca mase spongioase, friabile. Sinterul calcaros este un sinonim al travertinului. Localităţile clasice pentru astfel de depozite sînt Tivoli (Italia), Vichy (Franţa), Banpotoc şi Geoagiu-Băi (România).

Dolomite microcristaline (dolomicrite) (pl. VII, fig. 2). Sînt constituite din cristale de dolomit cu dimensiunile $< 0{,}01$ mm (după alţi autori $< 0{,}062$ mm sau $< 0{,}050$ mm). Prezintă de regulă caractere de dolomite primare: fin rubanate, fără structuri relicte, conţin cuiburi de anhidrit, apar în alternanţe cu calcare micritice sau depozite evaporitice. Sînt rar întîlnite în tithonicul recifal din Platforma Moesică.

Dolomite mezo- şi macrocristaline (dolosparite) (pl. VII, fig. 3). Sînt constituite din cristale cu dimensiunile cuprinse între 0,05 şi 1 mm (varietăţile mezocristaline) şi respectiv > 1 mm pentru varietăţile macrocristaline. Prezintă de regulă caractere de dolomite secundare: forma de zăcămînt masivă, nestratificată, spaţii cavernoase, relicte pozitive sau negative după structuri organice, chimice sau detritice. Procesele de dolomitizare progresivă a calcarelor pot fi surprinse cel mai frecvent în calcarele scheletale (în special biohermele coraligene şi algale) şi în calcarele oolitice. Dolomitele mezo- şi macrocristaline sînt foarte frecvent întîlnite în tithonicul

Scanned with OKEN Scanner

superior din partea de est a Platformei Moesice şi în triasicul din zona cristalo-mezozoică a Carpaţilor Orientali.

Dolomite detritice (dolorudite, dolarenite, dololutite). Sînt constituite din fragmente de dimensiuni ruditice pînă la lutitice, provenite din roci dolomitice preexistente. Se cunosc foarte puţine exemple de dolomite detritice în lume (în cambrianul inferior din valea Hudson, în cretacicul inferior din Texas—Trinity Group, ambele din S.U.A., citate din Sanders şi Friedman, 1967).

VI.2. Caracteristicile tehnologice ale rocilor carbonatice sedimentare

VI.2.1. Caracteristici chimice şi fizice

Componentul chimic principal şi predominant al rocilor carbonatice este $CaCO_3$, care în calcarele pure poate să ajungă pînă la 99,3 % (55,8 % CaO şi 43,5 % CO_2). Cel mai ridicat conţinut de $CaCO_3$ se întîlneşte în calcarele pelitomorfe urmate de cele organogene. Calcarele mai pot conţine SiO_2, Al_2O_3, MgO, MnO, S, substanţe organice etc. În dolomite, $CaCO_3$ participă în proporţie de 54,35 %, restul de 45,65 % aparţinînd $MgCO_3$ (47,3 % CO_2, 20,3 % MgO şi 32,4 % CaO). Atît calcarele cît şi dolomitele, care sînt cele mai reprezentative roci carbonatice, au duritatea 3,5 — 4, iar greutatea specifică 2,2 — 2,95. Compactitatea, porozitatea şi absorbţia de apă sînt parametri care depind de structura rocii şi care au următoarele valori: 80—99 %, 1—20 % şi, respectiv, 0,5—10 %.

Coeficientul de dilatare termică $\left(\frac{1}{L} \cdot \frac{L}{T}\right) = 8 \pm 4 \cdot 10^{-6}$.

Conductivitatea termică la presiunea de o atmosferă este de circa $6—8 \cdot 10^{-3}$ cal/s. cm. grad, iar rezistivitatea electrică de $10^4—10^5$ la $3 \cdot 10^5$ cm.

Valorile redate sînt influenţate nu numai de structura rocii, ci şi de impurităţile pe care aceasta le poate conţine.

VI.2.2. Caracteristici mecanice

Caracteristicile mecanice ale rocilor carbonatice sedimentare sînt influenţate direct de componenţa mineralogică, de structură, textură şi grad de alterare. La aprecierea acestor caracteristici s-a

Scanned with OKEN Scanner

ţinut seama de STAS-urile în vigoare, după care rocile carbonatice au fost încadrate în diferitele grupe ale clasificărilor existente pe această linie.

Coeficientul de tărie „*f*" este cuprins între 4 şi 10, ceea ce încadrează rocile carbonatice în categoriile V — III (după Protodiaconov) adică în categoria rocilor semitari pînă la tari-compacte. Coeficientul „*f*" este determinat după formula : $f = \frac{1}{100} \cdot Rc$, în care *Rc* reprezintă rezistenţa de rupere la compresiune, uscat.

Valorile celorlalte caracteristici mecanice ale rocilor carbonatice sedimentare sînt date în tabelul nr. 28.

VI.2.3. Caracteristici petrofizice

VI.2.3.1. *Porozitatea*

Porozitatea rocilor carbonatice sedimentare este separată, pe criterii genetice, în două mari categorii : o porozitate primară şi o porozitate secundară.

a) *Porozitatea primară* se referă la spaţiile poroase care au rezultat în timpul şi din procesele de sedimentare (precipitare, floculare, depunere etc.) şi care mai tîrziu au suferit unele modificări slabe datorită compactizării sedimentului, dizolvării prin presiune sau cimentării porilor. De regulă, porii primari apar între cristale, între fosile şi fragmentele acestora, în interiorul fosilelor, între oolite şi fragmentele acestora, între oolite şi fragmentele clastice etc. Cea mai bună porozitate primară este întîlnită la calcarele sparitice organogene (biosparite), la dolosparite, calcarenite, oosparite şi oomicrite (pl. II, fig. 2 ; pl. III, fig. 3 ; pl. V, fig. 3 ; pl. VII, fig. 3, 4 ; pl. VIII, fig. 1).

Calcarele microcristaline (micritice) au uneori o porozitate primară bună, dar dimensiunile fine ale porilor nu totdeauna permit scurgerea fluidelor prin ele, astfel că, practic, această porozitate prezintă o importanţă mai mică. Calcarenitele şi oosparitele au porozităţi şi distribuţii de dimensiuni ale porilor asemănătoare rocilor granulare (gresiilor), fapt pentru care ele se comportă hidrodinamic identic cu acestea. Valorile porozităţii la calcarenite şi oosparite ating uneori cifra de 25% (calcarenitele cretacicului din Platforma Moesică).

Un caz particular al porozităţii primare îl prezintă rocile carbonatice organogene, la care porozitatea depinde de mărimea, uniformitatea şi aranjamentul organismelor şi fragmentelor organice.

Scanned with OKEN Scanner

Cretele care sînt formate în majoritate din foraminifere au o porozitate mare (datorită dimensiunilor reduse ale cochiliilor), dar din cauza fineţii porilor (0,1—0,2 μ) roca este practic impermeabilă. Sînt însă şi excepţii. Calcarele lumaşelice şi unele calcare coraligene cu porozitate de cadru au întotdeauna o porozitate primară foarte mare (25—30 %); totuşi, din cauza sudurii cu mîl a punctelor de sprijin dintre cochilii, porii au rămas izolaţi, fapt pentru care roca se prezintă cu o permeabilitate redusă (este cazul calcarelor lumaşelice sarmaţiene şi calcarelor numulitice din Dobrogea de sud şi Depresiunea Transilvaniei). În cazul în care aceste roci sînt fisurate, legătura dintre pori este reluată prin intermediul fisurilor şi microfisurilor, astfel că porozitatea poate prezenta importanţă practică, imprimînd rocii carbonatice calitatea de rocă colector.

b) *Porozitatea secundară.* Cu excepţia unor puţine cazuri (porozitatea primară intercristalină), porozitatea primară este greu de separat de porozitatea secundară, care obişnuit se formează pe seama porozităţii primare. Se consideră că spaţiile poroase de origine secundară din rocile carbonatice au dimensiuni mult mai mari decît cele primare.

Factorii care determină apariţia porozităţii secundare în rocile carbonatice sînt: dizolvarea, micşorarea volumului rocii prin contractare, substituirea mineralogică (Murray, 1960) şi fisurarea. Unele spaţii poroase secundare sînt dependente din punctul de vedere al permeabilităţii de porozitatea primară. Oricare ar fi relaţia dintre porozitatea primară şi cea secundară sigur este că aceasta din urmă măreşte foarte mult porozitatea totală a rocii-gazdă (albianul de la Ciureşti, triasicul de la Brădeşti).

Porozitatea secundară prin dolomitizare constă în înlocuirea totală sau parţială a calciului din calcare cu magneziu şi formarea carbonatului de calciu şi magneziu, adică a dolomitului. Înlocuirea moleculară a calcitului de către dolomit este urmată de o creştere a volumului porilor cu 12—13 %, deoarece dolomitul ocupă spaţii mai mici decît calcitul. Murray (1960) a observat că în calcarele dolomitizate aproape complet (80—90 %) porozitatea creşte cu 30 % faţă de porozitatea iniţială a rocii. Dacă înlocuirea calcitului se face strict moleculă la moleculă (Chilingar şi colab., 1967) şi dacă nu se produce simultan o comprimare, roca rezultată trebuie să prezinte o creştere substanţială a porozităţii. În unele situaţii înlocuirea se produce pe bază de volum la volum şi, în acest caz, nu se va înregistra nici o schimbare a porozităţii.

Se presupune că porozitatea prin dolomitizare creşte rapid pînă la o anumită dezvoltare cantitativă a dolomitului (pînă la 50 %

Scanned with OKEN Scanner

dolomit), după care va începe să scadă odată cu creşterea cantitativă a dolomitului faţă de roca dizolvată.

Porozitatea prin dolomitizare se mai formează şi prin decalcificarea calcarelor magneziene pînă la stabilirea unui echilibru corespunzător între Ca şi Mg în roca pe cale de formare (dolomitul).

Exemple de porozitate prin dolomitizare sînt citate în jurasicul superior din Dobrogea de sud (Pârvu, 1964) (pl. VIII, fig. 2), unde calcarele dolomitizate prezintă porozităţi utile de 8—18%, în triasicul mediu de la Brădeşti — Oporelu şi în cretacicul inferior de la Petreşti — Corbii Mari, Ciureşti şi Drăghineasa.

Porozitatea prin fisurare este un caz particular al porozităţii secundare. Ea se referă la spaţiile poroase dintre planele fisurilor şi microfisurilor rezultate în urma mişcărilor tectonice şi a unor procese diagenetice care duc la fenomene de recristalizare, contractare, microstress, ce favorizează formarea unor microfisuri şi fisuri diagenetice (pl. II, fig. 4; pl. III, fig. 1; pl. VIII, fig. 3).

VI.2.3.2. *Permeabilitatea*

Pentru ca o rocă să fie permeabilă trebuie ca spaţiile poroase pe care le conţine să fie suficient de mari şi bine legate între ele prin canalicule destul de largi pentru a permite fluidelor să circule prin ele. Permeabilitatea este deci în raport direct cu porozitatea efectivă şi este strîns legată de dimensiunea şi forma porilor şi de gradul de tortuozitate a acestora. Tortuozitatea este un parametru caracteristic rocilor carbonatice, care, datorită posibilităţii lor de a dispune de cele două tipuri de porozitate (primară şi secundară), fac ca aceasta să îmbrace diverse aspecte geometrice şi să influenţeze foarte mult permeabilitatea rocii. De regulă, rocile carbonatice au valori mici de permeabilitate (0,1—50 mD), valori mai ridicate prezentînd cele cu calităţi evidente de rocă colector (500—800 mD).

VI.2.3.3. *Saturaţia în fluide*

Saturaţia în fluide este un parametru important pentru rocile carbonatice cu calităţi colectoare. În acest sens, în rocile carbonatice (dolomite şi calcare granulare, calcare vacuolare etc.), care dispun de o omogenitate a mărimii şi distribuţiei porilor, distribuţia fluidelor şi contactelor dintre diferitele fluide asociate sînt asemănătoare celor din rocile terigene omogene, permeabile. Presiunea capilară din ele ar trebui deci să fie constantă în orice plan orizontal dat

Scanned with OKEN Scanner

căruia îi va corespunde, pentru un menisc apă-petrol, o curbă medie şi un diametru mediu la fel ca şi într-un colector terigen omogen. Deoarece curba medie va limita saturaţia în apă la un por cu o anumită mărime (deschidere) de intrare şi deoarece structura porilor şi distribuţia mărimii lor în plan diferă de la un punct la altul, saturaţia în apă va varia corespunzător de la un punct la altul.

În principiu se admite că toţi porii cu diametrele mai mari decît diametrul mediu vor lăsa să pătrundă o cantitate oarecare de petrol, ceea ce nu este posibil la ceilalţi pori cu diametre mai mici decît diametrul mediu. Deci, în acelaşi plan orizontal se vor găsi suprafeţe la care porii vor fi foarte mici şi deci saturaţia în apă poate ajunge pînă la 100 % şi suprafeţe la care porii fiind mai mari pot reţine o cantitate de petrol corespunzătoare mărimii lor şi adîncimii la care se găsesc. În acest caz se poate vorbi de o saturaţie cu petrol a porilor.

În situaţia de mai sus este posibil să se întîlnească petrol deasupra sau dedesubtul nivelului de apă. Şi într-un caz şi în altul, dacă nu se acordă suficientă atenţie caracterului distributiv al porilor şi mărimii lor, se riscă să nu se cunoască suprafaţa productivă reală a colectorului şi operaţiile de forare să fie greşit dirijate.

În cazul cînd colectorul calcaros dispune de o porozitate structural asemănătoare porozităţii granulare şi de o porozitate fisurală, aceasta din urmă va lega porii în principiul vaselor comunicante. Dacă deschiderea fisurilor este mai mare decît diametrul mediu al porozităţii, ele, ca şi porii, pot fi saturate cu petrol. În caz contrar apa va lua, în cea mai mare parte, locul petrolului.

Scanned with OKEN Scanner

Capitolul VII

Distribuţia regională şi stratigrafică a rocilor carbonatice sedimentare pe teritoriul României

În evoluţia geologică a teritoriului românesc rocile carbonatice reflectă într-o manieră specifică diversitatea unităţilor structurale şi a stilurilor tectonice. Ele se dezvoltă în cadrul unor episoade atît în aria carpatică, cît şi în unităţile de vorland. Diversitatea mediilor de sedimentare atinge un maxim în timpul tithonic-neocomianului (Patrulius, 1976). În acest timp aria carpatică şi teritoriile de vorland se prezintă ca un mozaic de platforme carbonatice cu regimuri diferite de subsidenţă, bazine largi cu pante domoale şi fose cu pante abrupte.

Pentru precizarea episoadelor carbonatice pe teritoriul României este necesară o prezentare sintetică a dezvoltării rocilor carbonatice în cadrul marilor unităţi structurale din aria carpatică şi din vorland.

Carpaţii Orientali îşi încep evoluţia din triasic. Peste seisianul cu conglomerate, gresii cuarţitice şi argilite roşii-violacee urmează depozitele carbonatice ale triasicului mediu. Campilianul este reprezentat prin calcare stratificate în plăci care trec lateral la dolomite, iar anisianul prin calcare negre de tip Guttenstein sau prin dolomite masive dezvoltate pe flancul vestic al sinclinalului Rarău şi în sinclinalul Hăghimaş. Repartiţia faciesurilor campilianului şi anisianului îi permite lui Patrulius (1966) să schiţeze dorsala dolomitică, primul element embriotectonic cu relief pozitiv din ciclul alpin est-carpatic, delimitată la est şi vest de două fose subsidente în care se sedimentează calcarele de tip Guttenstein. După Baltreş (1976), dolomitele triasicului mediu s-au format în mediu supra- şi intertidal. Sedimentarea carbonatică continuă cu ladinianul (calcare roşii cu silicifieri sau calcare masive cu *Dasycladaceae* şi dolomite), carnianul (calcare roşii subnodulare de Hallstatt) şi se încheie cu calcare albe recifale cu corali şi brahiopode (norian) şi calcare negre cu megalodonte (rhetic). Liasicul şi doggerul sînt reprezentate prin depozite terigene (gresii calcaroase feruginoase, microconglomerate, şisturi argiloase, uneori cărbunoase în facies de Gresten) în care apar subordonat şi nivele

Scanned with OKEN Scanner

subțiri de calcare oolitice și calcare grezoase. Urmează al doilea episod carbonatic în intervalul jurasic superior-apțian inferior reprezentat prin calcare noduloase cu „Acanthicum" (kimmeridgian), calcare de Stramberg (tithonic) cu grosimi de cîteva sute de metri, marnocalcare și calcare marnoase cu amoniți și calpionele berriasian-hauterivian, uneori hauterivian în facies recifal cu alge și corali, barremian și apțian inferior în facies urgonian cu pahiodonte și orbitoline. Dezvoltarea masivă a calcarelor, dublată de o maximă acurateță petrografică, are loc în intervalul kimmeridgian-tithonic. În stratele cu „Acanthicum", Dragastan (1975) descrie următoarele microfaciesuri : calcirudite și calcarenite, calcare cenușiu-verzui cu nivele peletale, calcilutite. Stratele cu „Acanthicum" corespund ca vîrstă kimmeridgianului, cuprinzînd la partea superioară și baza tithonicului inferior. Calcarele de Stramberg urmează stratelor cu „Acanthicum" și sînt reprezentate prin calcirudite, calcarenite, calcare peletale grezoase, intercalații de biolitite cu microoncolite, hidrozoare, briozoare și dasicladacee (tithonic inferior) și prin calcare stromatolitice, calcarenite cu elemente intraformaționale remaniate, complexe recifale cu corali, briozoare, alge, gasteropode (tithonic superior). Berriasianul și valangianul inferior se dezvoltă în principal în faciesul calcarelor micritice pelagice, iar partea superioară a valanginianului și hauterivianul în facies recifal algal, care se încheie cu un facies salmastru cu ostracode. În unitatea bucovinică (Săndulescu, 1967 ; Mutihac și Ionesi, 1975), din hauterivian pînă în albianul inferior se dezvoltă formațiunea de Wildfliș (marne, gresii, conglomerate) cu blocuri de calcare recifale insedimentate.

Patrulius (1976) consideră calcarele recifale de Stramberg (cu corali, hidrozoare, alge, echinoderme, brahiopode, gasteropode, bivalve) din munții Bucegi, Postăvaru, Piatra Mare și Piatra Craiului ca reprezentînd marginea estică a Platformei carbonatice getice.

Începînd cu partea terminală a tithonicului are loc instalarea treptată a unor fose adînci separate prin riduri și cordiliere, cu tendința generală de migrație spre est, în care se dezvoltă formațiunea de fliș. Cu formațiunea de fliș amplasată la est de zona cu faciesuri mediteranean-alpine, începe o altă etapă majoră de evoluție a geosinclinalului est-carpatic. Formațiunea de fliș cuprinde totalitatea faciesurilor geosinclinale (în care faciesul de fliș este predominant) formate în timpul perioadei de umplere a fose-lor care precede paroxismul principal. În alcătuirea principalelor faciesuri de fliș (fliș grezos, fliș normal și fliș șistos) intră grauwackele, subgrauwackele, subarcozele, silturile și pelitele argilo-carbonatice. În afara acestora pot apărea însă marnocalcare,

Scanned with OKEN Scanner

calcare de tip litografic, calcare detritice (calcirudite, calcarenite). Flişurile în care calcarele au o participare semnificativă se numesc flişuri calcaroase şi au în general o importanţă minoră. Astfel, în unitatea de Ceahlău partea bazală a stratelor de Sinaia din anticlinoriul Zamora formată din şisturi marnoargiloase şi calcare argiloase, cu intercalaţii reduse de gresii, este atribuită de Murgeanu şi colab. (1963) „preflişului". Sedimentologic, acesta se caracterizează prin alternanţe pararitmice, granoclasare şi laminaţie slab conturate, mecanoglife foarte rare. Părţile mijlocie şi superioară ale stratelor de Sinaia sînt dezvoltate în facies de fliş grezo-calcaros. Cu tot aspectul lor pelagic, calcarele şi marnocalcarele din flişul grezo-calcaros prezintă caractere discrete care indică procese de resedimentare. În flişul marno-calcaros al stratelor de Comarnic sînt caracteristice calcarenitele, ale căror proprietăţi texturale indică o origine turbiditică (Jipa, 1961). La partea superioară a flişului marno-grezos ruginiu (barremian-apţian) se intercalează lentile de calcare recifale cu *Chaetetopsis* şi sporadic corali în jurul cărora se dispun brecii calcaroase (Murgeanu şi colab., 1959). Ultimele lentile de calcare ajung în baza conglomeratelor de Ciucaş. Mai sînt de menţionat, tot în cadrul unităţii de Ceahlău, olistolitele calcaroase de vîrstă dogger superior (calcare oolitice şi microdetritice), callovian superior-oxfordian (calcare cenuşiu-verzui şi roşu-vişinii cu accidente silicioase), kimmeridgian (calcare subnoduloase roşii cu „Acanthicum", tithonic (calcare de Stramberg), tithonic-berriasian (calcare micritice cu tintinide şi cefalopode), precum şi sporadice olistolite werfeniene (calcare în plăci) şi urgoniene (calcare recifale). Aceste olistolite sînt cuprinse în depozite de vîrstă barremian inferior-albian (stratele de Sinaia superioare, flişul marno-grezos ruginiu, molasa conglomeratică-grezoasă de Bucegi).

În unitatea de Teleajen şi unitatea de Audia se dezvoltă faciesuri de fliş şistos, şistos-grezos sau grezos, în care litotopii calcaroşi lipsesc. Calcita microcristalină apare doar în amestecuri binare cu materialul argilos în marne, marno-argile, marnocalcare, sau ca liant în gresii. De menţionat este prezenţa sideritei în marnele şi marnocalcarele din orizontul inferior (orizontul şistos sferosideritic) al şisturilor negre. Prin alterare, la suprafaţa acestora se formează cruste limonitice de culoare brună care pot constitui minereuri sărace de fier.

În unitatea externă, calcare grezoase şi marnocalcare apar în stratele cu inocerami (senonian superior) şi în stratele de Doamna (eocen), în acestea din urmă apărînd şi calcare litografice cu accidente silicioase. Importanţă economică prezintă marnele şi marnocalcarele bituminoase din depozitele oligocene în faciesul de Kliwa şi

Scanned with OKEN Scanner

cel de Pucioasa — Fusaru, care sînt considerate de Contescu (1967), ca depozite de „postfliş".

În molasa miocenă, postparoxismală, apar nivele cu calcare organogene biohermale cu *Serpula* (volhinian) şi calcare oolitice şi biohermale în bessarabian.

În *Carpaţii Meridionali* primul episod carbonatic este reprezentat prin marnocalcare dolomitice, calcare negre şi calcare albe nefosilifere (campilian-ladinian) dezvoltate în zona Reşiţa — Moldova Nouă (pînza getică). După liasicul dezvoltat în faciesul de Gresten, calcarele reapar în dogger sub formă de calcare oolitice feruginoase (faciesul de Klaus în zona Sviniţa — Svinecea din domeniul autohton). Al doilea episod carbonatic se dezvoltă în jurasicul superior-cretacicul inferior, reprezentat prin calcare noduloase roşii inferioare (callovian superior-oxfordian inferior), calcare noduloase roşii superioare (kimmeridgian-tithonic inferior), în baza cărora apare un nivel cu radiolarite (oxfordian superior), calcare pelagice litografice şi sublitografice (tithonic superior-berriasian), calcare pelagice, marne şi marnocalcare cu nivele de silicolite (valanginian-hauterivian), urmate de calcare pelitomorfe, marnocalcare şi marne (barremian-apţian inferior), în zona Sviniţa, sau calcare urgoniene cu *Tucasia*, *Requienia*, corali şi orbitoline, în zona Reşiţa. Atît în zona Sviniţa — Svinecea, cît şi în zona Reşiţa — Moldova Nouă sedimentarea celui de-al doilea episod carbonatic s-a desfăşurat în domenii bazinale. În schimb în zona Cerna — Jiu (autohton), tithonicul este reprezentat în principal prin calcare de Stramberg; sedimentarea recifală continuă în neocomian şi se încheie cu barremian-apţianul în faciesul urgonian. Acest domeniu carbonatic aparţine platformei Mehedinţi (Patrulius şi colab., 1976). Aceiaşi autori consideră calcarele de Stramberg din culmea Vînturariţa, calcarele în facies urgonian din Munţii Poiana Ruscăi, precum şi calcarele de Stramberg din Piatra Craiului, Dîmbovicioara, Piatra Mare — Postăvaru ca aparţinînd Platformei carbonatice getice.

În *Carpaţii Apuseni*, primul episod carbonatic este de vîrstă triasică, fiind reprezentat prin dolomite campiliene în unitatea de Bihor, dolomite masive şi calcare organogene anisian-ladiniene în unităţile de Bihor şi de Codru, calcare masive coraligene, local dolomitizate (carnian-norian) în unitatea de Codru, urmate, după un nivel de marne şi calcare grezoase (hettangian-sinemurian), de calcare compacte roşii şi albe cunoscute sub numele de „marmura de Moneasa" de vîrstă liasic mediu. În calcarele negre vermiculate, din campilianul superior-anisianul mediu (Pădurea Craiului, unitatea de Bihor),

Scanned with OKEN Scanner

Popa și Dragastan (1973) separă următoarele microfaciesuri : calcare biomicritice, calcarenite biopelmicritice cu nivele biolititice algale, calcirudite oosparitice, biosparite encrinitice. În calcarele masive intens recristalizate (calcarele marmoreene) din Pădurea Craiului (unitatea de Bihor), Diaconu și Dragastan (1969) au identificat numeroase specii de alge calcaroase din familiile *Dasycladaceae*, *Codiaceae* și *Solenoporaceae* de vîrstă anisian superior-ladinian. Doggerul din unitatea de Bihor este reprezentat prin calcare oolitice, calcare spatice roșii, calcare grezoase, urmate în callovianul superior de calcare marnoase cu belemniți, în oxfordian-kimmeridgian de calcare cu accidente silicioase, calcare nodulare și calcare pseudoolitice, peste care stau calcare tithonice în facies de Stramberg. La sfîrșitul tithonicului superior au loc exondarea platformei carbonatice a Bihorului (Patrulius și colab., 1976) și colmatarea depresiunilor carstice cu soluri roșii lateritice și bauxite, care sînt acoperite în timpul neocomianului superior (hauterivian) de calcare de apă dulce cu characee și ostracode. Depozitele barremiene și apțiene sînt reprezentate prin calcare urgoniene cu pahiodonte și corali. În Apusenii de sud, considerați pînă de curînd ca o zonă geosinclinală, Patrulius și colab. (1976) separă un domeniu de platformă carbonatică denumită Platforma Mureșului în care se dezvoltă calcarele de Stramberg și fosa Drocea-Trascău în care tithon-necomianul este reprezentat prin calcare pelagice, silicolite roșii, argilite și siltite (Papiu, 1953).

În *Depresiunea Transilvaniei* rocile carbonatice antepaleogene au fost întîlnite în foraje și se prezintă sub formă de petice : dolomite cu conglomerate roșii în bază în sudul depresiunii, considerate de vîrstă triasică, calcare gălbui compacte în partea centrală, atribuite malmului, calcare cu orbitoline identificate de asemenea în partea centrală și atribuite barremianului și apțianului. Aceste date, deși insuficiente, indică prezența faciesurilor epicontinentale din triasic pînă în cretacicul superior (care este dezvoltat în facies de Gosau). Prin coroborarea acestor informații cu cele oferite de klippele jurasic superioare-cretacic inferioare din Carpații Orientali și Apuseni, Patrulius și colab. (1976) conturează în părțile centrală și nordică ale Depresiunii Transilvaniei o platformă carbonatică. Începînd cu paleogenul și pînă în pliocen, cînd Depresiunea Transilvaniei se colmatează, volumul datelor de observație este masiv, permițînd identificarea în acest interval stratigrafic a trei nivele calcaroase marine mai importante : bancul cu *Nummulites perforatus*, calcarul organogen cu milioli-de, mulaje de moluște și echinide (calcarul grosier inferior), calcarul

Scanned with OKEN Scanner

organogen cu moluşte şi echinide (calcarul grosier superior sau calcarul de Cluj), toate trei de vîrstă eocenă.

Dacă trecem la unităţile de vorland, *PlatformaMoesică* oferă cele mai complete şi concludente date privind răspîndirea rocilor carbonatice în regim de platformă mobilă. Primul episod carbonatic se plasează în intervalul mezodevonian (eifelian)-carboniferul inferior (visean), fiind reprezentat printr-un complex calcaros-dolomitic: dolomite calcaroase şi calcare microcristaline bituminoase (eifelian-givetian inferior), calcare microcristaline, dolomite bituminoase (frasnian), dolomicrite şi calcare compacte (fammenian), în care se întîlnesc foarte rar cuiburi şi diaclaze colmatate cu anhidrit, calcare cenuşii cu alge calcaroase, parţial recristalizate (fammenian superior-tournaisian inferior), calcare organogene cu foraminifere, alge şi ostracode (visean). Al doilea episod carbonatic (corespunzător muschelkalcului german) se dispune discordant pe diverşi termeni ai paleozoicului şi este constituit din microbrecii calcaroase, dolomite micro- şi mezocristaline, dolomite argiloase, marnocalcare verzui (werfenian superior-anisian inferior), dolomite şi calcare, subordonat gresii silicioase (anisian superior-ladinian inferior), dolomite, dolomite calcaroase, dolomite argiloase (ladinian). Cea mai recentă datare stratigrafică a acestor depozite aparţine lui Balteş şi Dăneţ (1975, date nepublicate). Al treilea episod carbonatic are dezvoltarea cea mai mare atît în timp (callovian-apţian inferior), cît şi în spaţiu (ocupînd aproape întreaga suprafaţă a Platformei Moesice în kimmeridgian superior-tithonic). În partea central-vestică a Platformei Moesice se dezvoltă faciesuri calcaroase micritice, pelagice, în cadrul unui domeniu bazinal de platformă, în care se succed zonele cu „microfilamente", *Protoglobigerinae*, *Crassicollaria*, *Calpionella*, *Calpionellopsis*, *Calpionellites*, după care urmează depozite calcaro-argiloase (calcare, marnocalcare, marne) cu *Spirillinidae*, *Hedbergellae*, *Globorotalites*. Intervalul de timp în care se dezvoltă această succesiune de depozite este callovian-barremian inferior. Vinogradov, Costea şi Comşa (1978) consideră bazinul central moesic în legătură cu Depresiunea Lom — Lukovit şi cu fosele Balcanilor de vest şi Carpaţilor Răsăriteni cel puţin la nivelul tithonic superior-berriasian.

La vest şi est de bazinul Moesic central se amplasează două platforme carbonatice (Patrulius, Neagu, Avram, Pop, 1976; Costea, Comşa, Vinogradov, 1978) care funcţionează din callovianul superior pînă în apţianul inferior. Faciesurile carbonatice de platformă submersă se instalează treptat din callovianul superior pînă în tithonicul superior, cînd domeniile bazinal şi de platformă submersă sînt clar delimitate. În platforma carbonatică estică, callovianul

Scanned with OKEN Scanner

superior-oxfordianul inferior este reprezentat prin calcare micritice cu microfilamente, alături de care apar și nivele de calcare peletale și chiar dolomicrite în extremitatea estică a platformei. În oxfordianul superior-kimmeridgianul inferior se dezvoltă, în afară de calcare micritice cu *Protoglobigerinae* și accidente silicioase, calcare peletale și dolomite microspatice, iar în kimmeridgianul superior-tithonicul inferior, calcare oncolitice, stromatolitice, calcare bioconstruite (cu corali, biozoare, echinoderme, lamelibranhiate) însoțite de dolomitizări penecontemporane extinse pe mari suprafețe. În Dobrogea centrală, Drăgănescu (1976) descrie formațiunea de Casimcea (oxfordian-kimmeridgian) ca fiind constituită din calcare construite spongalgale, calcare stromatolitice algale, calcare oncolitice, calcare construite coralgale și calcare micritice lagunare. În tithonicul superior platforma carbonatică estică este separată de domeniul bazinal printr-o barieră recifală, în spatele căreia se dezvoltă masiv calcare dolomitice, dolomite, calcare recifale algale sau coraligene înconjurate de faciesuri perirecifale : intrasparitice, oolitice, pisolitice și peletale. În extremitatea estică a platformei carbonatice, tithonicul superior este reprezentat în facies lagunar cu anhidrite și gipsuri (purbeckian). Neocomianul inferior se dezvoltă în faciesuri variate : calcare coprolitice cu *Favreina*, calcare peletale, recifale și oolitice cu dolomitizări penecontemporane. Faciesul lagunar din purbeckian își continuă evoluția și în wealdianul inferior (formațiunea roșie cu anhidrit și gips). Prezența purbeckianului și a wealdianului a fost pentru prima dată semnalată în Platforma Moesică de Băncilă (1973). În valanginianul superior se conturează două faciesuri : calcaros intrasparitic și biomicritic, ambele cu *Trocholinae* și *Miliolidae*. O tendință de uniformizare a faciesurilor din domeniile bazinal și platformic se manifestă în timpul hauterivianului, ceea ce conduce la o extindere a calcarelor biomicritice cu *Spirillinidae* și *Miliolidae* în dauna faciesurilor recifale și intrasparitice. După exondarea Bazinului Moesic central (sfîrșitul barremianului inferior), în domeniul platformic estic se dezvoltă formațiuni recifale și perirecifale (barremian-apțian inferior), în timp ce în extremitatea estică ciclul carbonatic se încheie cu depozite marine epicontinentale (calcarenite, calcare oolitice) în alternanță cu nivele continental-lacustre (marne, nisipuri, gresii, conglomerate) de vîrstă apțian inferior.

În evoluția ulterioară a Platformei Moesice, rocile carbonatice nu mai joacă un rol important ; sînt de semnalat totuși calcare cretoase cu silexuri în senonian, nivele calcaroase subțiri cu *Lithothamnium* în tortonianul superior și calcare lumașelice și oolitice cu Serpulide, în sarmațian.

Scanned with OKEN Scanner

Pe *teritoriul dobrogean*, cele mai vechi roci carbonatice aparţin silurianului, şi anume calcare dolomitice cu grosimi de cîteva sute de metri în zona Măcinului şi calcare cu graptoliţi intercalate în şisturi argiloase negre la Tuzla şi Mangalia, în Dobrogea de sud. În continuitate de sedimentare urmează devonianul, care conţine şisturi calcaroase şi dolomite în zona Măcinului şi marnocalcare (frasnian) în Dobrogea de sud, la Mangalia. Triasicul mediu şi superior în facies mediteranian alpin este dezvoltat în zona Tulcea, fiind reprezentat prin calcare albe, roşii sau negre (anisian-ladinian), calcare roşii noduloase de tip Hallstatt sau calcare recifale cu corali şi brahiopode (carnian), urmate de marnocalcare şi marne (norian). Un alt important episod carbonatic se dezvoltă din jurasicul superior pînă în apţianul inferior. În Dobrogea centrală se cunoaşte doar partea inferioară a acestui episod (callovian-kimmeridgian inclusiv) reprezentat prin calcare spatice, nisipoase, cu un nivel de silexuri la partea superioară, urmate de calcare recifale, calcare noduloase-brecioase, calcare pseudoolitice, nivele dolomitice, descrise de Bărbulescu (1969) şi Drăgănescu (1976). După kimmeridgianul superior urmează o exondare care durează pînă în apţianul inferior, reprezentat prin depozite continental-lacustre. În Dobrogea de sud, peste kimmeridgianul superior urmează depozitele lagunare cu anhidrit şi gips ale purbeckianului şi wealdianului inferior, peste care stau depozitele calcaroase neocomiene (berriasian superioare-hauterivian) şi barremian-apţian inferioare, reprezentate prin calcare recifale cu corali, briozoare, pahiodonte, calcare nodulare, oolitice şi grezoase. Apţianul, care încheie acest episod carbonatic, se dezvoltă în facies marin, care trece la partea superioară la un facies continental lacustru.

Depozite carbonatice mai apar în cretacicul superior din Bazinul Babadag (calcare recifale, lumaşelice, grezoase şi marnocalcare) şi în Dobrogea de sud unde campanian-maestrichtianul este reprezentat prin calcare cretoase cu silexuri. În paleogen şi neogen rocile carbonatice apar subordonat faţă de cele terigene. Sînt de menţionat totuşi calcarele cu numuliţi din eocen, calcarele cu nubeculariі din bessarabian, calcarele oolitice şi lumaşelice din kersonian şi calcarele lacustre din levantin.

În *Promontoriul nord-dobrogean* sînt cunoscute depozite carbonatice de shelf (calcarenite, calcare oolitice, calcare recifale) tortoniene şi sarmaţiene, care se dispun transgresiv pe un fundament cristalin sau pe formaţiunea de Carapelit.

În *Depresiunea Bîrladului*, peste jurasicul mediu în facies marnos-grezos urmează calcare de vîrstă malm-neocomian (calcare nodulare, calcare recifale de tip Stramberg, calcare micritice) întrerupte la nivelul purbeckian-wealdian inferior de un facies lagunar cu

anhidrite asemănător celui întîlnit în extremitatea nord-estică a Platformei Moesice. Tortonianul şi sarmaţianul se dezvoltă în facies carbonatic de shelf asemănător cu cel din Promontoriul nord-dobrogean, cu deosebirea că în tortonian apar şi depozite lagunare cu anhidrit.

Platforma Moldovenească, care încheie unităţile aparţinînd vorlandului, conţine nivele carbonatice în silurian (calcare organogene şi dolomite), în carboniferul inferior (calcare marnoase vărgate, în asociaţie cu gresii silicioase şi şisturi argiloase), apţian (calcare cu orbitoline şi alge calcaroase), toate cu apariţii sporadice, pe baza datelor obţinute prin foraje. Cenomanianul şi senonianul apar pe suprafeţe mari şi sînt reprezentate prin calcare marnoase cretoase cu concreţiuni silicioase, cu gresii şi nisipuri glauconitice în bază (cenomanian) şi prin calcare cretoase cu silicifieri (senonian), formate în cursul a două etape distincte de transgresiune (Comşa şi colab., 1975). În timpul neogenului sînt de semnalat calcare recifale cu *Lithothamnium* (tortonian), calcare recifale cu *Serpula*, briozoare, foraminifere de tip toltre (buglovian), calcare oolitice de Repedea (bessarabian).

Scanned with OKEN Scanner

Capitolul VIII

Importanţa economică a rocilor carbonatice sedimentare

VIII.1. Rocile carbonatice sedimentare ca minereuri

În unele regiuni geologice de pe glob, rocile carbonatice sedimentare alcătuiesc zăcăminte importante de mangan, magneziu, fier şi mai puţin de bariu. Dintre acestea pot fi citate, ca minereu de fier, sideritele precambriene din Uralul central şi de sud, sideritele din argilele jurasice din Asia Centrală şi sideritele microgranulare, bariolate precambriene din regiunea Sverdlovsk, iar ca sursă de mangan rodocrozitele calcitice din oligocenul (maikopian) şi terţiarul din Caucaz, precum şi cele din devonianul superior (Caucazul central).

În România ar putea fi citat zăcămîntul de fier de la Căpuş (Vinogradov şi colab., 1964) şi sferosideritele din şisturile negre cretacice aparţinînd flişului Carpaţilor Orientali. Se menţionează de asemenea nisipurile sideritice de la Lueta, unde sideritul, este considerat (Papiu, 1960) ca un produs de precipitare, în nisipuri, prin intermediul bicarbonatului de fier. Pe de altă parte, Gheorghiu (1956, din Papiu, 1960) consideră că sideritul din această regiune ar fi rezultat prin substituirea calcarelor grezoase de către bicarbonatul de fier, sub acţiunea soluţiilor mofetice. Sideritul de la Lueta conţine 30 % Fe, 1 % Mn şi 15—20 % SiO_2.

Nefiind considerate ca zăcăminte cu conţinut suficient pentru a fi exploatate (cu posibilităţile tehnice actuale), citǎm totuşi calcarele sideritice din seria curbicorticală apţian-albiană a flişului carpatic, precum şi calcarele sideritice dispuse sub formă de intercalaţii lenticulare în stratele de Strei (senonian), în care prezenţa sideritului sub formă de romboedri larg dezvoltaţi este evidentă (Dumitrescu, 1952, din Papiu, 1960).

În ansamblu, rocile carbonatice sedimentare prezintă un interes redus, ca minereu, această calitate transferîndu-se, de regulă, calcarelor cristaline sau celor afectate de fenomene hidrotermale.

Scanned with OKEN Scanner

VIII.2. Rocile carbonatice sedimentare ca roci generatoare de hidrocarburi

Mult timp s-a considerat că rocile carbonatice nu sînt roci generatoare de hidrocarburi, admiţîndu-se, în general, că în procesele de formare a acestora nu ar fi existat condiţii favorabile pentru acumularea materiei organice, pentru formarea şi cedarea petrolului şi a gazelor. Descoperirea, în ultimele decenii, a unor importante zăcăminte de petrol şi gaze localizate în colectoare carbonatice şi înconjurate din toate părţile de roci carbonatice a impus revizuirea concepţiilor anterioare şi admiterea unor legături genetice între acumulările industriale de petrol, pe de o parte, şi depozitele carbonatice, pe de altă parte.

Numeroase studii geochimice efectuate atît asupra sedimentelor carbonatice fin granulare recente, cît şi asupra rocilor carbonatice vechi au scos în evidenţă faptul că aceste depozite cuprind hidrocarburi în concentraţii comparabile cu cele din depozitele argiloase. Astfel, Vassoievici (1955), Hunt şi Jamieson (1956), Philippi (1956) şi alţii au demonstrat prezenţa, în concentraţii foarte variabile, a constituenţilor petrolului fin diseminaţi în aproape toate tipurile de roci sedimentare, inclusiv în cele carbonatice. Acest fapt, însă, nu trebuie să conducă la admiterea caracterului de rocă generatoare de petrol pentru toate rocile carbonatice.

Cercetările geologice şi bituminologice efectuate de Trask (1928), Tatarski (1939), Koniuhov şi Komardinkina (1960), Veber şi Gorskaia (1963, 1961) au permis identificarea, în succesiunea formaţiunilor carbonatice, a unor serii sau complexe litologice care întrunesc caracteristicile litofaciale şi geochimice ale rocilor generatoare de petrol şi gaze. Astfel de complexe litologice s-au depus în intervale relativ scurte de timp geologic, caracterizate prin condiţii favorabile acumulării şi conservării materiei organice şi au suferit transformări postsedimentare, care au permis generarea şi cedarea de hidrocarburi fluide.

Rocile carbonatice generatoare de petrol se caracterizează, în general, prin : structură fin granulară şi laminaţie paralelă fină, prezenţa în proporţii variabile a mineralelor argiloase — predominant a hidromicelor şi subordonat a montmorillonitului şi a caolinitului, prezenţa carbonatului de magneziu şi a unui conţinut relativ ridicat de materie organică.

Scanned with OKEN Scanner

VIII.2.1. Generarea şi migrarea primară a hidrocarburilor în depozite carbonatice

După Hunt (1967), în componenţa materiei organice din sedimentele şi rocile carbonatice, ca şi în cea a petrolurilor intră, pe de o parte, hidrocarburi şi alte substanţe organice sintetizate de organismele vii, iar, pe de altă parte, hidrocarburi generate în procesele postsedimentare pe seama materialului organic nehidrocarburic inclus în sedimente.

Între substanţele organice sintetizate în procesele vitale, care trec, cu modificări minore, în componenţa petrolului un prim loc îl ocupă derivatele porfirinice ale clorofilei şi heminei puse în evidenţă de Treibs în 1934. Prezenţa în petrol a porfirinelor derivate din clorofilă în proporţie de 20 de ori mai mare decît a celor derivate din hemină a demonstrat originea predominant vegetală a petrolurilor. Alte substanţe cunoscute în organismele vii şi în materia organică din roci şi sedimente sînt componenţii optic activi, unele hidrocarburi izoprenoide sau cu nucleu steroid, unele parafine prezente în cerurile vegetale etc.

În general s-a remarcat că numai unele hidrocarburi macromoleculare, care apar în proporţii foarte mici în petroluri, sînt sintetizate de organisme. Toate hidrocarburile parafinice, naftenice şi aromatice, care conţin mai puţin de 9 atomi de carbon (cu excepţia metanului şi a heptanului) nu sînt sintetizate de organisme şi nu au fost găsite în sedimentele recente, ele fiind generate în procesele postsedimentare.

Materialul organic iniţial furnizat de regnul animal şi cel vegetal şi încorporat în sedimente este reprezentat prin proteine, hidraţi de carbon şi lipide. Dintre acestea, lipidele se caracterizează prin compoziţia chimică elementară cea mai apropiată de cea a petrolului şi ele constituie, probabil, principala sursă a acestuia.

O primă descompunere a materiei organice iniţiale are loc în pătura superficială a sedimentelor sub acţiunea bacteriilor, care asimilează între 10 şi 50 % din acest material. În condiţii anaerobe, ca urmare a acţiunii bacteriene asupra materiei organice, rezultă apă, metan, hidrogen sulfurat, hidrogen, fosfaţi, săruri de amoniu etc. Lindbloom şi Lupton (1961) au remarcat faptul că în mîlurile carbonatice, datorită litificării lor mai rapide, activitatea bacteriană se manifestă numai pînă la circa 1,5 m de la suprafaţa sedimentului, în timp ce în mîlurile argiloase au fost găsite bacterii active pînă la peste 30 m de la suprafaţa sedimentului. Acest fapt arată că în cazul depozitelor carbonatice rolul activităţii bacteriene în trans-

Scanned with OKEN Scanner

formarea materiei organice inițiale este mai redus decît în cazul depozitelor argiloase.

Analizele efectuate asupra sedimentelor carbonatice au arătat că acestea sînt, în general, mai sărace în fier decît cele argiloase. Din această cauză hidrogenul sulfurat rezultat în urma descompunerii materiei organice nu este integral fixat sub formă de sulfuri de fier, ca în cazul sedimentelor argiloase, ci rămîne în porii rocilor sau contribuie la creșterea conținutului de sulf în petrol. Krejci Graf (1963) a remarcat că petrolurile asociate cu roci carbonatice au conținuturi mai ridicate de sulf (cîteva procente), spre deosebire de cele legate genetic de roci argiloase, caracterizate prin conținuturi de sulf, în general, sub 1%.

Ieșind relativ timpuriu de sub influența activității bacteriene, materia organică din depozitele carbonatice este supusă conversiunii în hidrocarburi sub influența proceselor catalitice și termice. Procesele catalitice, manifestîndu-se la contactul intim al materiei organice cu suprafața mineralelor, au o eficiență cu atît mai mare cu cît diametrul granulelor este mai mic și cu cît roca prezintă un conținut mai mare de minerale argiloase. În cazul rocilor carbonatice sărace în minerale argiloase procesele catalitice joacă un rol subordonat în conversia materiei organice în hidrocarburi, rolul predominant revenind proceselor termice.

Generarea hidrocarburilor sub influența proceselor termice depinde, pe de o parte, de adîncimea de îngropare și de mărimea gradientului geotermic, iar, pe de altă parte, de durata acțiunii acestor procese. Ținînd seama de faptul că în rocile argiloase formarea petrolului este favorizată de procesele catalitice, care se manifestă și la adîncimi mai mici, trebuie să admitem că generarea petrolului în depozitele carbonatice necesită, în general, o adîncime de îngropare mai mare și perioade mai mari de timp de cît în cazul argilelor.

Pe baza comparației datelor analitice obținute din studiul rocilor carbonatice, care au suferit influența factorilor termodinamici caracteristici pentru diferitele zone de litogeneză pînă la adîncimi de 5 000 m și temperaturi de 200°C, Mișunina (1973) a remarcat că pe măsura creșterii temperaturii și a presiunii au loc următoarele procese: a) distrugerea parțială a structurilor macromoleculare; b) creșterea carbonificării materialului organic și reducerea degajării de substanțe volatile; c) distrugerea acizilor humici și a porfirinelor; d) creșterea conținutului de hidrocarburi în substanța organică; e) modificarea compoziției hidrocarburilor în sensul creșterii fracțiunii metano-naftenice și al reducerii structurilor aromatice.

Scanned with OKEN Scanner

În ceea ce privește migrația primară a hidrocarburilor în depozitele carbonatice, s-a remarcat că ea se manifestă mai intens în stadiile tîrzii ale procesului de litogeneză. Spre deosebire de sedimentele argiloase, care se consolidează lent, eliminînd treptat apa și hidrocarburile fluide pe măsura creșterii adîncimii de îngropare pînă la 3 000—4 000 m, sedimentele carbonatice elimină apa și se consolidează prin cimentare și recristalizare într-un timp relativ scurt după depunere și la adîncimi relativ mici. Din această cauză procesul de consolidare a mîlurilor carbonatice nu joacă un rol important în migrarea hidrocarburilor, majoritatea materiei organice fiind reținută în porii și microfisurile rocilor formate în procesul de diageneză.

În stadiile ulterioare ale diagenezei, rolul principal în redistribuirea fluidelor în rocile carbonatice revine fisurilor transversale și diagonale generate de factorii gravitaționali și tectonici. Cele mai evidente urme ale migrației hidrocarburilor au fost remarcate la adîncimi de îngropare mai mari de 2 500—3 000 m, în lungul fisurilor de forfecare și a fisurilor de recristalizare. Principalii factori ai migrației primare sînt presiunea litostatică, reducerea spațiului porilor și creșterea presiunii în pori.

Ținînd seama de faptul că la adîncimi mari în rocile carbonatice continuă formarea de fisuri legate de procesele tectonice și de recristalizare, aceste roci oferă condiții favorabile pentru migrarea și acumularea hidrocarburilor și în cazul structurilor superadînci. Pe baza studiilor microscopice și bituminologice, Mișunina (1973) a pus în evidență urme ale migrației primare intensive a petrolului în cadrul intervalului de adîncimi cuprins între 1 000 și 5 000 m, interval care corespunde stadiilor de carbonificare a materialului vegetal de la cărbune brun la huila de gaze. Lipsa unei diminuări a urmelor de migrație în funcție de adîncime în intervalul menționat conduce la concluzia că migrația este posibilă și la adîncimi mai mari decît 5 000 m.

Balteș (1973, 1975), pe baza analizei gradului de metamorfism al resturilor vegetale microscopice reprezentate prin microspori, polen, fitoplancton, cuticule și structuri celulare de thaluri algale cuprinse în depozitele sedimentare ale Platformei Moesice, a remarcat că pe măsura creșterii intensității de transformare metamorfică au loc următoarele procese : închiderea progresivă a culorii materiei organice, scăderea transmisibilității luminii și a rezistivității electrice, creșterea indicilor de refracție și de strălucire și pierderea detaliilor de structură morfologică. Pornind de la aceste observații, autorul citat distinge 6 stadii de metamorfism al materialului palinologic,

Scanned with OKEN Scanner

și anume : metamorfism nul, incipient, slab, moderat, puternic și sever. Generarea și migrarea primară a hidrocarburilor sînt asociate, în special, cu stadiul de metamorfism moderat al materialului vegetal. Gradul similar de metamorfism al fracțiunilor palinologice din colectoarele doggeriene și apele asociate indică o migrație primară.

VIII.2.2. Tipuri litofaciale de roci carbonatice generatoare de hidrocarburi

Pe baza analizelor petrografice și chimico-bituminologice efectuate asupra unui mare număr de formațiuni carbonatice din diferite regiuni ale U.R.S.S. și din alte țări, Mișunina (1973) a separat, în cadrul acestor formațiuni, trei tipuri litofaciale de roci generatoare de hidrocarburi.

a) *Primul tip litofacial* este reprezentat prin calcare dolomitice și dolomite slab argiloase cu concrețiuni silicioase, acumulate în zonele de afundare a shelfului, în condiții de mare deschisă cu salinitate normală și cu adîncimi cuprinse între 150 și 400 m. Ca exemplu caracteristic pentru acest tip litofacial este citată o serie calcaroasă-dolomitică oxfordian-kimmeridgiană cu o grosime de 108 m dezvoltată în partea de vest a Masivului Kopetdag. Această serie este constituită dintr-o alternanță de strate de calcare dolomitice cu concrețiuni silicioase și un conținut redus de minerale argiloase (sub 2 %), adică depozite formate prin sedimentare pelagică în fazele de adîncire a bazinului, și strate calcaro-dolomitice mai bogate în minerale argiloase (pînă la 13 %) și în materie organică, caracterizate prin prezența unei macrofaune bentonice și a resturilor vegetale carbonificate, adică roci formate în fazele de reducere a adîncimii bazinului sub influența unor mișcări verticale pozitive și a intensificării aportului terigen.

Toate stratele prezintă o laminație paralelă fină (sub 0,25 % mm) marcată de distribuția neuniformă a materiei organice, a resturilor de radiolari și a spiculilor de spongieri. Dimensiunile agregatelor minerale din constituția masei fundamentale a rocilor variază între 0,003 și 0,01 mm, izolat remarcîndu-se romboiedri de dolomit de 0,08 mm.

Din analiza caracterelor petrografice ale acestor roci rezultă că ele provin din mîluri carbonatice depuse pe fundul unui bazin ale cărui ape reprezentau un sistem complex de soluții coloidale, parțial normale, de materie organică, silice, minerale argiloase și carbonați. Materia organică reținută adsorbtiv de particulele coloidale argiloase din mediul de sedimentare a fost fixată în sediment prin coagulare,

Scanned with OKEN Scanner

ocupînd spaţiile intergranulare sau pătrunzînd în zonele periferice ale granulelor de carbonaţi. Prezenţa resturilor de fito- şi zooplancton, ca şi a piritei autigene sînt indicii ale mediului reducător al sedimentelor respective.

b) *Cel de-al doilea tip litofacial* de roci generatoare de hidrocarburi cuprinde depozite formate în bazine marine epicontinentale cu adîncimi de 100—150 m, în condiţii de mare deschisă, în golfuri, în zona deltelor submerse sau în depresiuni izolate ale shelfului, necompensate prin acumularea sedimentelor.

Un prim exemplu pentru acest tip de litofacies îl constituie seria kimmeridgian inferioară de marne, marnocalcare, calcare dolomitice şi dolomite dezvoltată în Abhazia de vest. Rocile care intră în alcătuirea acestei serii se caracterizează printr-o structură pelitomorfă şi o textură fin stratificată, laminele distingîndu-se prin conţinuturi mai mari sau mai mici de substanţă organică şi de minerale argiloase. Fracţiunea insolubilă reprezintă între 10 şi 30% din masa rocilor.

Din analiza caracterelor paleontologice, petrografice şi geochimice ale acestor roci rezultă că ele s-au format prin litificarea unor mîluri coloidale calcaro-dolomitice mai mult sau mai puţin îmbogăţite în minerale argiloase şi în materii organice. Aceste mîluri s-au acumulat în condiţiile unui golf marin larg cu adîncimi sub 100 m, care oferea condiţii favorabile pentru dezvoltarea abundentă a algelor planctonice, a foraminiferelor, ostracodelor, echinidelor, brahiopodelor, lamelibranhiatelor şi amoniţilor. Rolul principal ca sursă de materie organică l-au jucat algele planctonice *(Pila)*, bacteriile şi, într-o măsură mai mică, detritusul vegetal provenit de pe continent.

Materialul argilos împreună cu materia organică absorbită s-au separat din soluţii coloidale şi s-au depus sub forma unor lamine foarte subţiri, sau au coagulat în microagregate care au servit drept centre de cristalizare pentru romboiedrii de dolomit. În lumina ultravioletă, centrele romboiedrilor de dolomit prezintă o luminiscenţă gălbuie, caracteristică fracţiunilor uşoare, uleioase ale bituminelor, în timp ce materia organică concentrată în microlamine prezintă o slabă luminiscenţă de culoare brună, caracteristică componenţilor macromoleculari asfaltoşi.

Pe teritoriul R.S. România caracteristici similare au fost întîlnite în cadrul seriei de calcare pelitice carbonifer inferioare şi, local, în seria carbonatică jurasic superior-neocomiană din Platforma Moesică.

Un al doilea exemplu caracteristic pentru acelaşi tip litofacial îl constituie seria de roci argilo-carbonatice bituminoase jurasic

superioare de pe cursul mijlociu al fluviului Volga. Această serie este formată dintr-o alternanță de marne siltitice și șisturi bituminoase în strate de 0,3—0,5 m. Marnele siltitice au un conținut de 35—53 % carbonați, 10—15 % material siltitic și 1,2 % materie organică, în timp ce în șisturile bituminoase conținutul de carbonați se reduce la 21,6 %, cel de material siltitic la 10 %, iar cel de materie organică crește pînă la 34 %.

Stratele marnoase cuprind frecvente resturi de organisme bentonice, ca moluște, foraminifere, ostracode, echinide, precum și alge planctonice, detritus vegetal, macro- și microspori. Formarea lor corespunde unor etape în care apele bazinului erau oxigenate normal.

Stratele de șisturi bituminoase sînt foarte sărace în resturi de organisme bentonice, fiind, în schimb, bogate în resturi de alge planctonice, fapt ce indică un mediu reducător al apelor de fund. În alcătuirea lor se disting lamine de culoare portocalie în lumină transmisă, constituite dintr-o masă sapropelitică compactă depusă sub formă de gel. Piritizarea dispersă a rocilor indică un mediu intens reducător al sedimentului.

Alte exemple de serii carbonatice generatoare de hidrocarburi formate în depresiuni ale shelfului sînt : seria de șisturi bituminoase ordoviciene din Depresiunea Baltică, seriile bituminoase dolomitice triasic superioare și jurasic superioare din partea de vest a Dinaridelor, seria de calcare dolomitice bituminoase devoniene din regiunea Preuraliană etc. În condiții similare au luat naștere probabil și depozitele carbonatice bituminoase oligocene din flișul extern al Carpaților Orientali, reprezentate prin marnocalcare bituminoase, marnocalcare dolomitice și dolomite.

Prin larga sa răspîndire regională și stratigrafică, precum și prin condițiile mai favorabile acumulării și conservării de materii organice, pe care le prezintă, cel de-al doilea tip litofacial de roci carbonatice generatoare de hidrocarburi este cel mai important sub aspectul formării marilor acumulări de petrol și gaze.

c) *Al treilea tip litofacial* cuprinde depozitele carbonatice acumulate în condiții de climat arid în etapele în care bazinele evaporitice aveau legături cu marea deschisă. Astfel de depozite au fost descrise în cadrul formațiunii carbonatice-salifere ale devonianului superior din Depresiunea Nipru — Donеț. Dezvoltată pe o grosime de peste 1 400 m, această formațiune începe cu un pachet de calcare argiloase dolomitice, microgranulare cu laminație paralelă fină, care cuprind resturi de alge planctonice și de ostracode. Urmează apoi o alternanță de strate de sare și de calcare dolomitice slab argiloase cu laminație fină marcată de distribuția materialului terigen

Scanned with OKEN Scanner

şi a celui organic. În masa rocilor carbonatice apar granule fine de anhidrit. Succesiunea se încheie cu un pachet de calcare dolomitice relativ bogate în material argilos şi, local, siltitic.

Conţinutul de materie organică în toate rocile carbonatice din această formaţiune variază între 0,08 şi 3,16%. Bitumenul solubil în cloroform reprezintă între 0,66 şi 40% din totalul materiei organice, fapt ce demonstrează o intensă redistribuire a componenţilor bituminoşi mobili în cadrul rocilor carbonatice. De asemenea s-a remarcat că în cadrul bitumenului solubil hidrocarburile reprezintă între 42,36 şi 75,55%.

Celui de-al treilea tip litofacial de roci generatoare de hidrocarburi îi poate fi raportată seria dolomito-evaporitică a devonianului superior şi seria carbonatată-evaporitică a triasicului mediu din cuprinsul Platformei Moesice.

O comparaţie a caracteristicilor chimico-bituminologice ale materiei organice din rocile carbonatice aparţinînd celor trei tipuri litofaciale a scos în evidenţă faptul că atît conţinutul de materie organică, cît şi natura acestei materii depind de condiţiile de sedimentare. Astfel, conţinuturile maxime de materie organică (de la 5 la 55%) sînt caracteristice rocilor formate în depresiunile shelfului aparţinînd celui de-al doilea tip litofacial, depresiuni caracterizate printr-un aport redus de material terigen şi prin depunerea îngreuiată a carbonaţilor.

Cele mai reduse conţinuturi (1—2%) de materie organică se întîlnesc în depozitele aparţinînd primului tip litofacial, acumulate în zona de shelf adînc, unde avea loc un intens proces de distrugere a materiei organice planctonice în condiţiile oxidante ale unei pături groase de apă.

Depozitele formate în cadrul celui de-al treilea tip litofacial, ca şi cele formate în zona neritico-litorală, la adîncimi mici se caracterizează prin conţinuturi intermediare de materie organică.

Rocile carbonatice aparţinînd celui de-al doilea tip litofacial se caracterizează totodată prin predominarea materiilor humice şi sapropelice acumulate în condiţii reducătoare, fapt ce arată că ele prezintă cele mai favorabile condiţii pentru generarea petrolului. Materia organică din rocile celui de-al treilea tip litofacial este mai oxidată şi cuprinde predominant hidrocarburi aromatice mai puţin capabile să migreze. Rocile din primul tip litofacial, deşi cuprind materie organică de tip sapropelic cu un conţinut relativ ridicat de parafine şi naftene, prezintă totuşi condiţii mai puţin favorabile pentru generarea petrolului din cauza conţinutului total redus de materie organică.

Scanned with OKEN Scanner

VIII.3. Rocile carbonatice sedimentare ca roci colectoare

În prezent mai mult de jumătate din producția de petrol a lumii este obținută din roci colectoare carbonatice. Primul loc îl deține Orientul Mijlociu, unde rocile carbonatice mezozoice și cenozoice înmagazinează aproape un sfert din producția de petrol a lumii. Producții ridicate mai sînt obținute din formațiunile cretacicului din Venezuela de est și din Mexic. Apoi din formațiunile carbonatice paleozoice din Statele Unite: Texas, Michigan, Indiana, Ohio, Illinois, Kentucky. În Canada produc calcarele devoniene dolomitizate și cele ale mississippianului (carbonifer). Nu trebuie neglijate apoi formațiunile carbonatice ale cretacicului și jurasicului din cîmpul petrolifer al Gulf Coast-ului (U.S.A.) sau calcarele eocene din cîmpul petrolifer al Uniunii Sovietice, ca și calcarele și dolomitele din regiunea Minusinsk (Bistrianskaia), Irkutsk, Groznîi (Karabulak) sau calcarele de la Sin di San și Ga o Mudin din R.P. Chineză.

Recent, în Bulgaria a produs cretacicul de la Tulenovo, iar în România roci carbonatice cu calități de rocă rezervor au fost întîlnite în unitatea structurală a Platformei Moesice, respectiv în formațiunile devonianului, carboniferului, triasicului și cretacicului, precum și în unele calcare eocene din Carpații Orientali (calcarele de Doamna).

Este evident că petrolul din rocile rezervor de tip carbonatic prezintă o mare importanță economică, fapt pentru care, în ultimul deceniu, acest tip de colector a fost din ce în ce mai mult și mai minuțios investigat.

În cele ce urmează vom da cîteva date asupra formațiunilor carbonatice productive din România (Platforma Moesică).

Formațiunile devoniene, la nivelul givețianului și neodevonianului, cuprind o serie de dolomite (dolomicrite și dolosparite) cu textură vacuolară ce dispun de o porozitate mixtă: primară (intercristalină) și secundară (pori-vacuole-caverne-fisuri) cu valori cuprinse între 7 și 14% și cu o permeabilitate relativ bună (0,1—150 mD), favorizată de o strînsă legătură între pori, caverne și fisuri. Dolomitele s-au dovedit a fi productive pe structura Bibești — Bulbuceni (fig. 19), unde se pare că aparțin unui facies evaporitic (dolomitele, pe alocuri conținînd evidente incluziuni de anhidrite și gipsuri). După saturația în apă interstițială, care este în medie de 40%, distribuția fluidelor în rezervor ar fi: în porii primari intercristalini apă, iar în porii secundari petrol.

Formațiunile carboniferului inferior (dinanțianului) sînt caracterizate prin prezența unor alternanțe de calcare pelitomorfe și micro-

Scanned with OKEN Scanner

cristaline cu dolomicrite, ambele tipuri litologice prezentînd o textură compact-vacuolară pînă la compact-cavernoasă. Ele sînt afectate de o reţea fisurală slabă care nu asigură legătura între spaţiile poroase.

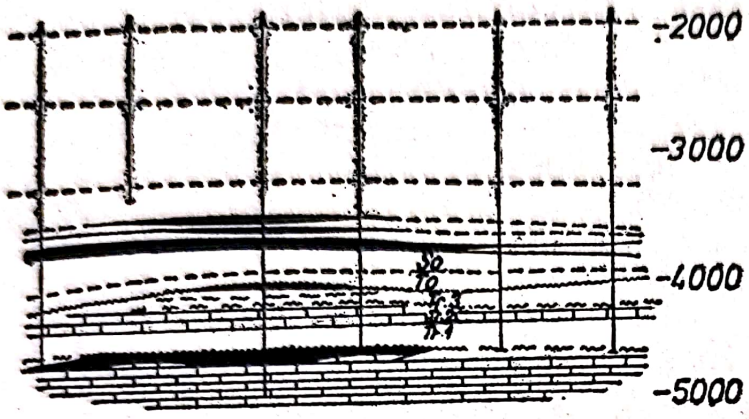


Fig. 19. — Structura Bibeşti—Bulbuceni. Secţiune geologică (după Pribu, M.M.P.G.); negru reprezintă hidrocarburi.

Atît calcarele, cît şi dolomitele au porozitatea cuprinsă între 5 şi 12 %, iar permeabilitatea nu depăşeşte 50 mD. Calcarele şi dolomitele prezintă calităţi satisfăcătoare de rocă colector dar nu s-au dovedit a fi şi rocă rezervor, probabil datorită dezvoltării locale a lor.

Formaţiunile triasicului, respectiv triasicul mediu care stă peste gresiile şi nisipurile seriei roşii inferioare, sînt alcătuite din calcare şi dolomite microcristaline, pe alocuri sparitice cu structură compactă, peste care se dispun direct formaţiunile sarmaţianului. Petrofizic, atît calcarele, cît şi dolomitele sînt caracterizate prin valori mici de porozitate (1—10 %) şi permeabilitâte (1—60 mD), prezentîndu-se ca un colector slab. Ele s-au dovedit a fi productive

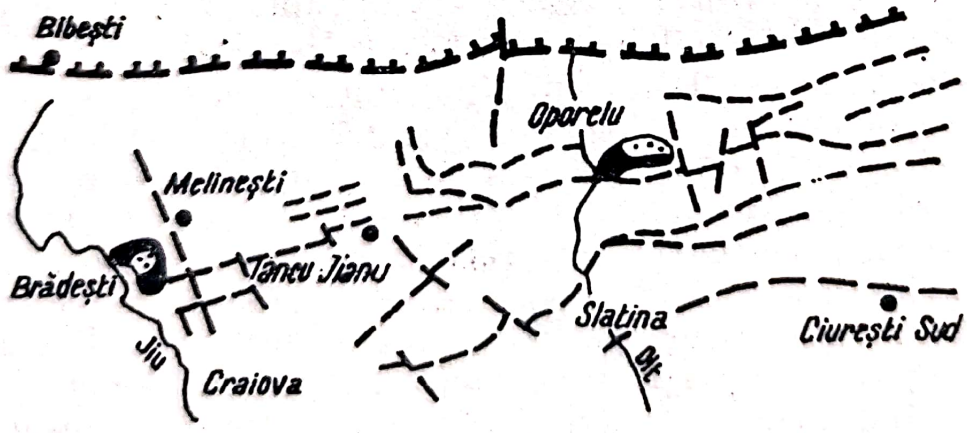


Fig. 20. — Ridicarea Leu—Balş Optaşi (după I.C.P.P.G.).

pe rama de nord-vest a Platformei Moesice, respectiv pe structurile Brădeşti, Ciureşti, Iancu Jianu, Melineşti şi Oporelu, amplasate pe ridicarea Leu — Balş — Optaşi (fig. 20).

În regiunea Brădeşti, triasicul mulează un relief paleozoic, fiind implicat în două cute anticlinale de tasare dispuse NE—SV

(fig. 21). În accepțiunea lui Paraschiv (1975), aici, după depunerea triasicului mediu, regiunea a fost ridicată și supusă denudației. S-au creat, printre altele, reliefuri negative (văi), unele dintre acestea

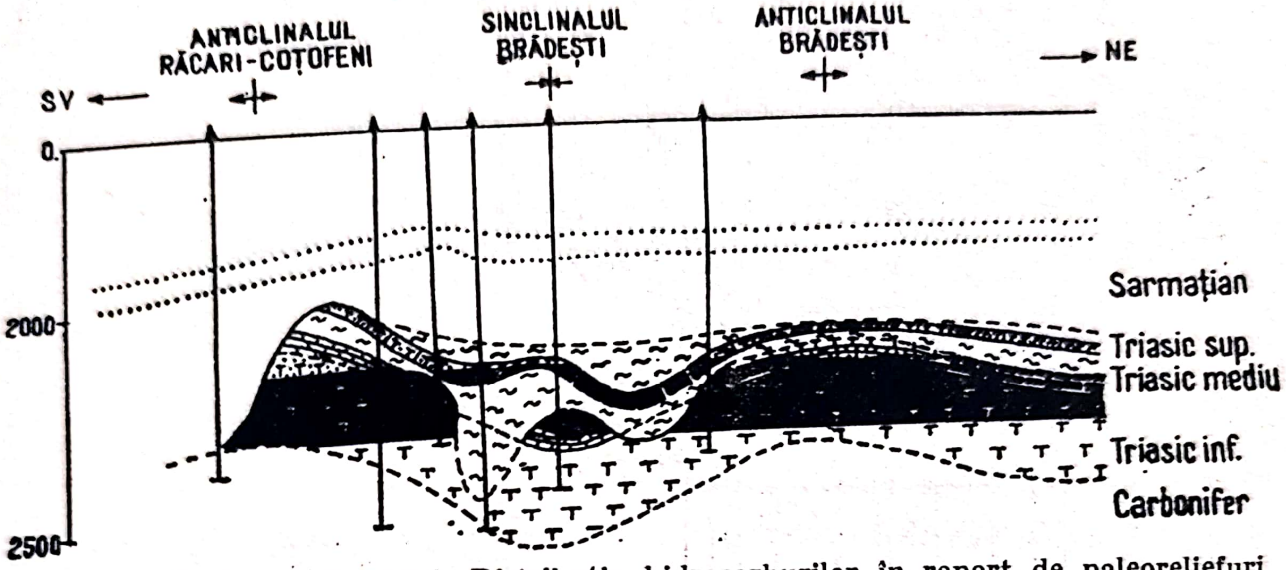


Fig. 21. — Regiunea Brădești. Distribuția hidrocarburilor în raport de paleoreliefuri (după Popa, I.C.P.P.G.).

secționînd întreaga coloană litologică a triasicului mediu și inferior reușind, pe alocuri, să scoată la zi fundamentul paleozoic. Aceste văi au fost apoi colmatate, în triasicul superior și probabil în sarmațian, cu depozite predominant pelitice, formîndu-se o serie de bariere litologice, impermeabile, atît în cadrul seriei roșii inferioare, cît și în faciesul carbonatic (triasic mediu).

Deoarece stratul protector al acumulărilor de hidrocarburi este alcătuit din depozite pelitice sarmațiene (volhinian), se admite că formarea capcanei a avut loc în timpul sau după depunerea depozitelor sarmațiene, iar hidrocarburile au migrat lateral dinspre nord, ca urmare a afundării marginii de nord a Platformei Moesice.

Formațiunile cretacicului inferior (neocomian) se prezintă predominant în facies calcaros-dolomitic, imprimînd forma masivă a zăcămintelor de hidrocarburi existente. Calcarele, ca și dolomitele au structura microcristalină, textura compact-poroasă pînă la compact-cavernoasă și sînt afectate intens de mai multe sisteme fisurale. Petrofizic ele sînt caracterizate ca roci colectoare bune, avînd porozități cuprinse între 10 și 20% și permeabilități între 0,5 și 500 mD. Dispun de o porozitate mixtă, asemănătoare carbonatitelor devoniene. Cu calități de rocă rezervor au fost întîlnite în partea central-estică a Platformei Moesice, respectiv pe structurile: Petrești — Corbii Mari (fig. 22), Vultureanca — Drăghineasa (fig. 23), Ciurești, Serdanu, Blejești și altele.

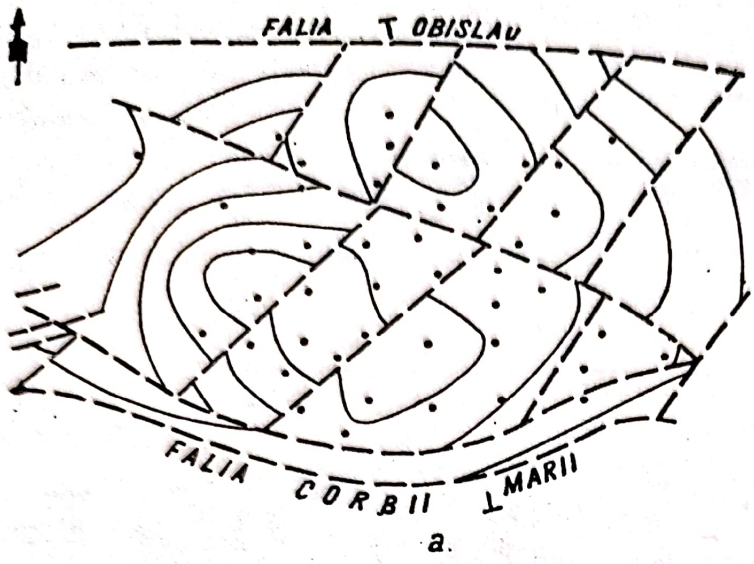


Fig. 22. — Structura Corbii Mari (după Paraschiv, 1975): *a*, schema structurală la un reper din cretacic; *b*, secțiune geologică transversală.

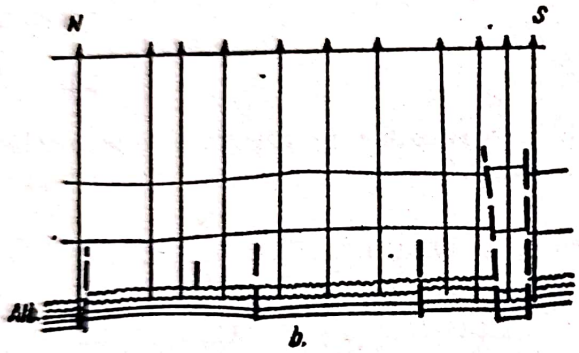
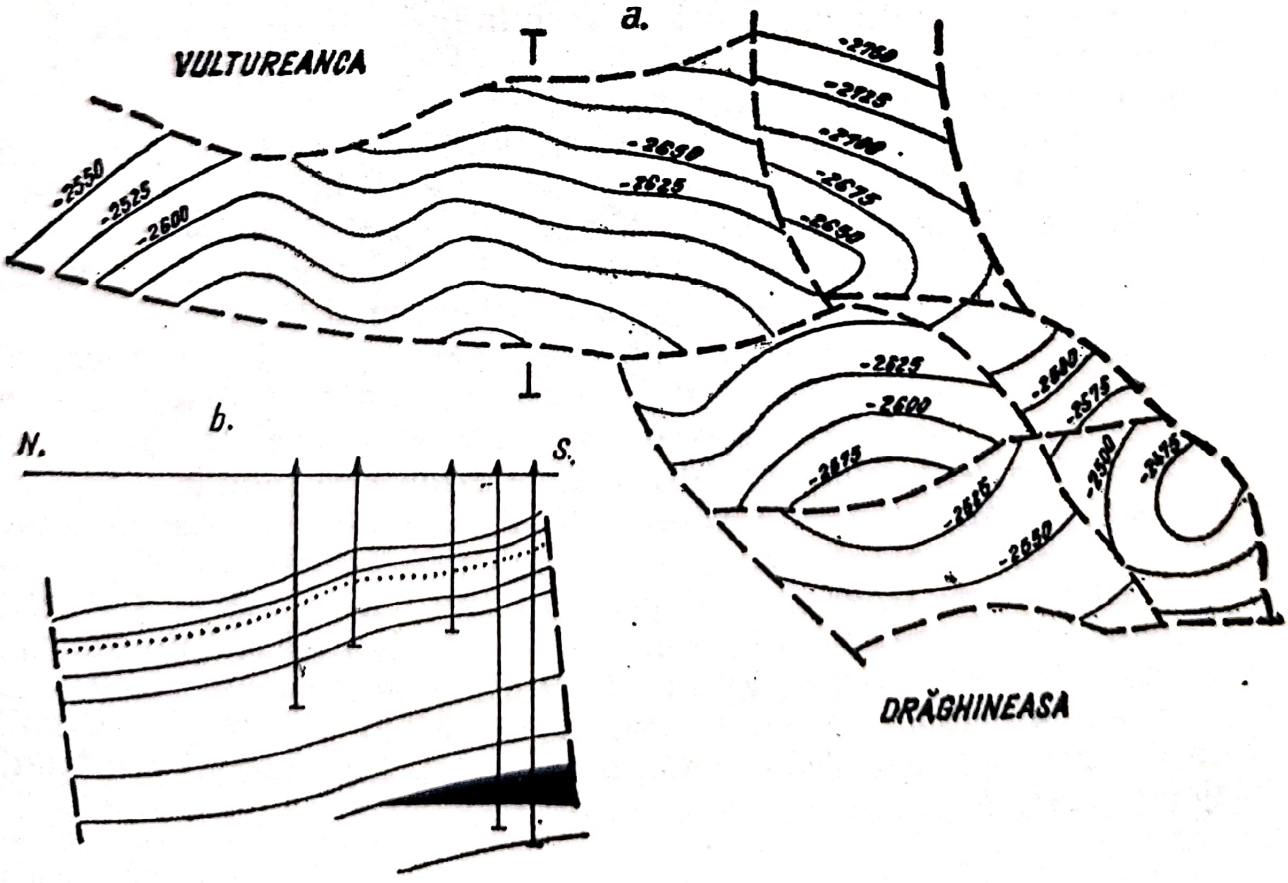


Fig. 23. — Structura Vultureanca—Drăghineasa (după Herescu, I.C.P.P.G.): *a*, harta structurală la nivelul cretacicului; *b*, secțiune geologică transversală.



În fine, colectoare de tip carbonatic au mai fost puse în evidență în formațiunile albianului, care apar bine dezvoltate în partea central-estică a platformei, respectiv pe structurile Hîrlești (fig. 24),

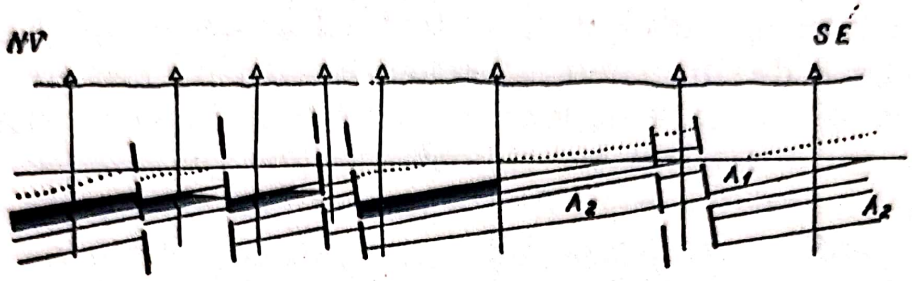


Fig. 24. — Structura Hîrlești. Secțiune geologică transversală (după I.C.P.P.G.).

Glavacioc, Glagoveanu (fig. 25) și Calinderu. Caracteristic pentru aceste colectoare este prezența rocilor calcaroase cu structură granulară : calcarenite (pl. II, fig. 2). Deci ele au o porozitate primară de

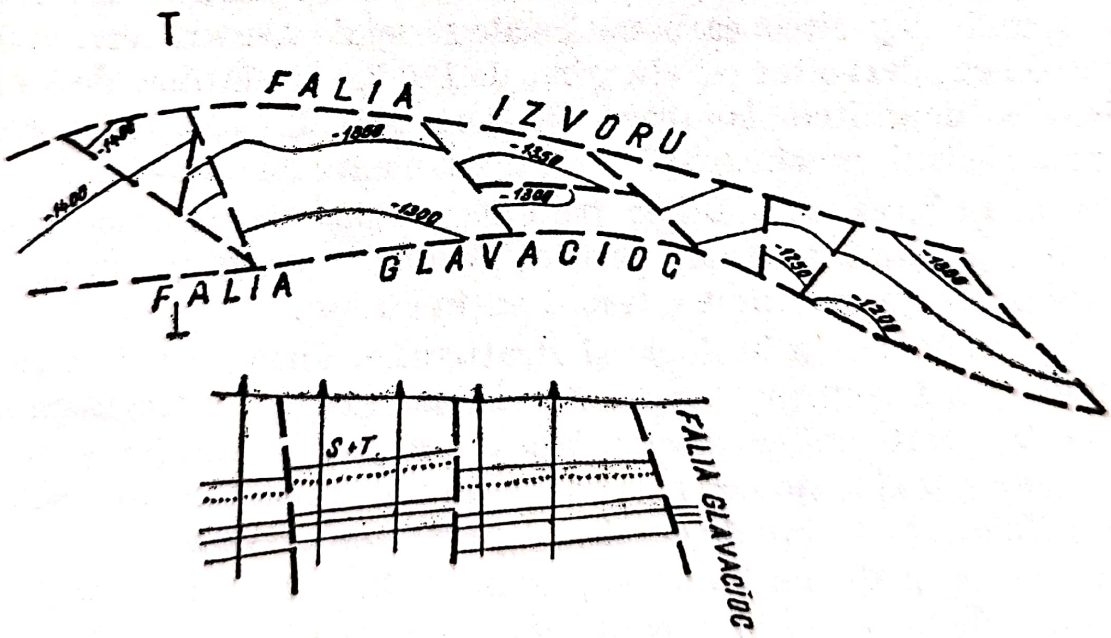


Fig. 25. — Structura Glavacioc (după Bucur, din Paraschiv, 1975).

interparticulă care înregistrează valori pînă la 25 % și permeabilități mai mari de 500 mD. Petrofizic, colectoarele sînt încadrate în categoria colectoarelor bune.

VIII. 4. Capcane în roci carbonatice sedimentare

Formarea capcanelor în depozite carbonatice, ca şi în alte categorii de depozite este condiţionată, pe de o parte, de factorii tectonici, iar pe de altă parte, de factorii litologici şi stratigrafici.

Capcanele de tip structural, generate sub acţiunea predominantă a mişcărilor tectonice, sînt legate de diferite tipuri de cute şi falii. Datorită competenţei relativ ridicate, seriile carbonatice formează, de regulă, cute relativ largi, de tip concentric, dezvoltate adesea pe lungimi de ordinul zecilor de kilometri. În condiţii favorabile şi în prezenţa unei cuverturi impermeabile, zonele anticlinale alcătuite din roci carbonatice fisurate sau cavernoase constituie excelente capcane în care se pot forma importante zăcăminte de petrol şi gaze.

Cînd sînt asociate în succesiunea stratigrafică cu depozite argiloase sau evaporitice, seriile carbonatice se cutează dizarmonic în raport cu aceste depozite. Ca urmare a acestui fapt, axele cutelor vizibile la suprafaţă nu se suprapun cu axele structurilor din adîncime. Un exemplu în acest sens îl constituie structura Kirkuk din Irakul de nord, unde depozitele carbonatice ale seriei de Asmari formează un anticlinal larg, dezvoltat pe o lungime de 110 km şi o lăţime de 3,7 km, în timp ce depozitele lagunare ale seriei de Fars, din cuvertura acestui anticlinal, prezintă mai mult aliniamente de cute-solzi.

Sub acţiunea tensiunilor tectonice, seriile carbonatice relativ rigide reacţionează adeseori casant, formînd structuri în blocuri separate prin falii mai mult sau mai puţin etanşe.

Capcanele de tip litologic şi stratigrafic, formate sub acţiunea predominantă a factorilor nestructurali, au cea mai largă răspîndire în depozitele carbonatice. Aceste capcane se localizează fie în flancurile unor structuri tectonice majore, fie în proeminenţele de sedimentare (recifale), fie în cele de eroziune (paleogeomorfice).

Formele şi dimensiunile capcanelor litologice şi stratigrafice din seriile carbonatice sînt controlate, pe de o parte, de variabilitatea faciesurilor şi a proceselor diagenetice suferite de rocile colectoare, iar, pe de altă parte, de forma şi caracteristicile suprafeţelor de discordanţă. În funcţie de factorii menţionaţi, Rittenhouse distinge mai multe tipuri de capcane litologice şi stratigrafice în rocile carbonatice.

Scanned with OKEN Scanner

VIII.4.1. Capcane legate de variații de facies

În această categorie intră capcanele în care rocile colectoare au o porozitate primară și sînt reprezentate fie prin calcare detritice sau oolitice depuse sub acțiunea unor curenți marini, fie prin calcare biogene acumulate în zona de dezvoltare a faunelor respective.

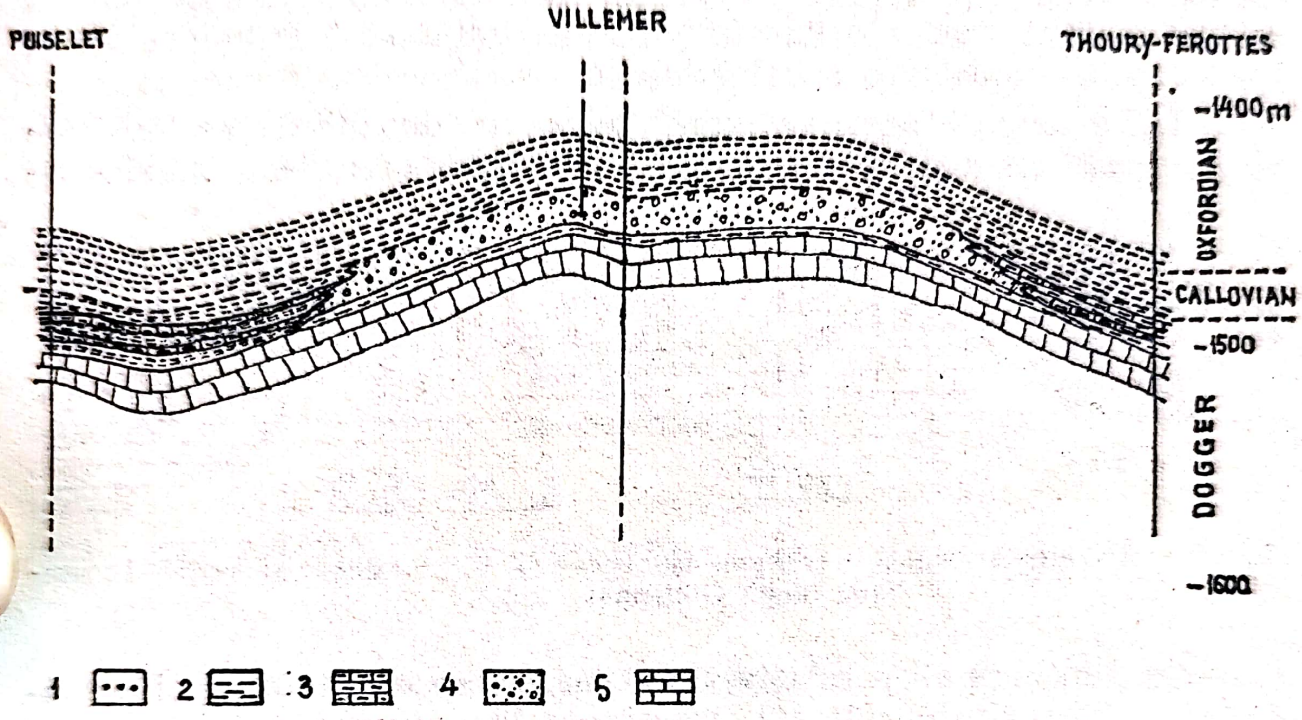


Fig. 26. — Capcană legată de variații laterale de facies în depozite doggeriene din regiunea Villemer — Franța (după Guillemot, 1964): *1*, oolite feruginoase; *2*, marne; *3*, calcare marnoase; *4*, calcare poroase detritice și calcare oollitice; *5*, calcare compacte

În cazul capcanelor ale căror colectoare sînt constituite din calcare detritice sau oolitice, ecranarea se realizează în zonele în care acestea trec lateral sau pe verticală la depozite pelitice cu permeabilitate foarte mică (fig. 26).

În cazul capcanelor ale căror colectoare sînt reprezentate prin roci carbonatice bioconstruite, aceste roci intră în constituția unor recifi marginali, a unor recifi izolați sau a unor corpuri în formă de scut, iar ecranarea lor se realizează, de asemenea, prin trecerea la roci impermeabile. Recifii marginali prezintă, în plan orizontal, o formă mult alungită și adesea arcuită. Ei se dezvoltă la marginea shelfurilor și separă, de regulă, faciesurile carbonatice de mare deschisă de cele lagunare sau de bazin. Un exemplu în acest sens îl

Scanned with OKEN Scanner

constituie recifii evidenţiaţi în depozitele tithonic superioare din Platforma Moesică pe aliniamentul Ghergheasa — Ungureni — Videle — Cartojani — Potelu (Vinogradov şi colab., 1978).

Recifii izolaţi au o formă de cupolă cu un contur neregulat şi sînt înconjuraţi din toate părţile de acelaşi tip de depozite carbonatice.

Corpurile de roci carbonatice în formă de scut se formează prin acumularea pe loc, fără intervenţia unui transport important a resturilor scheletice ale unor organisme, cum sînt crinoideele sau unele moluşte (calcare scheletale).

În general, formarea capcanelor în depozitele carbonatice biogene este condiţionată de capacitatea unor organisme marine de

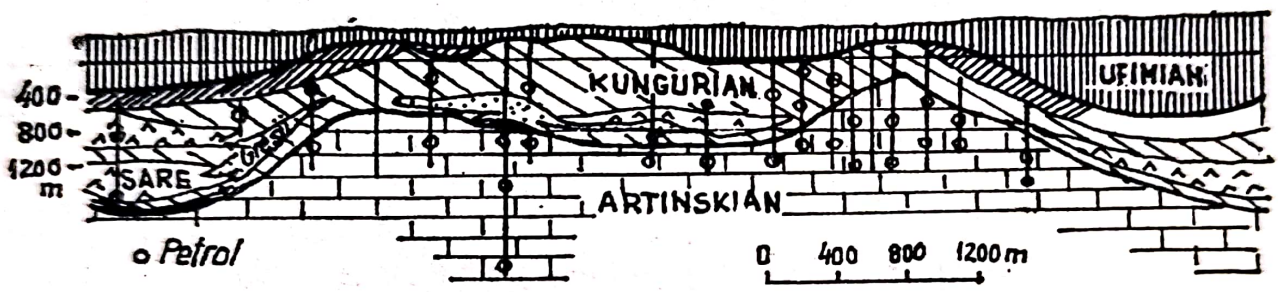


Fig. 27. — Secţiune geologică în regiunea Işimbaevo (U.R.S.S.) din zona recifală Preuraliană (după Guillemot, 1964).

a construi într-un ritm relativ rapid mase importante de roci carbonatice cu porozitate ridicată, rezistente la acţiunea valurilor şi a curenţilor, care apar ca proeminenţe de sedimentare în raport cu rocile înconjurătoare. Astfel de capcane se întîlnesc în U.R.S.S. (fig. 27), Mexic, S.U.A., Iran, Irak, Algeria, Franţa, Libia.

VIII.4.2 **Capcane diagenetice**

Astfel de capcane apar în diferite tipuri de depozite carbonatice, care, în cursul proceselor de diageneză, au suferit, local, o modificare intensă a porozităţii şi a permeabilităţii iniţiale.

Procesele diagenetice şi cele epigenetice pot determina fie o creştere, fie o scădere a porozităţii şi permeabilităţii rocilor carbonatice. În primul caz, prin creşterea locală a porozităţii, o parte a rocilor iniţial lipsite de proprietăţi de colector se transformă în roci colectoare, care, la rîndul lor, sînt ecranate de rocile carbonatice înconjurătoare netransformate diagenetic. Creşterea locală a porozităţii poate fi determinată fie de procese de substituire a unor substan-

Scanned with OKEN Scanner

ţe, ca în cazul dolomitizării calcarelor, fie de procese de dizolvare sau de fisurare.

Apa care circulă prin porii rocilor poate să dizolve selectiv anumiţi componenţi ai rocilor şi în acest caz se lărgesc golurile existente în rocă, sau dizolvă neselectiv unele părţi din rocă determinînd apariţia unor cavernozităţi.

Fisurarea rocilor carbonatice este determinată, în general, de cauze tectonice, dar localizarea zonelor de fisuraţie mai intensă este controlată în mare măsură şi de variaţiile proprietăţilor fizico-mecanice ale rocilor şi, respectiv, de caracterele lor litologice. Astfel s-a remarcat că zonele de fisuraţie mai intensă corespund, de regulă, cu zonele de trecere laterală de la calcare la dolomite sau de la calcare mai puţin silicioase la calcare mai intens silicifiate. În rocile argiloase sau evaporitice care acoperă rocile carbonatice fisuraţia se dezvoltă mai greu din cauza plasticităţii acestora.

În cel de-al doilea caz, prin reducerea locală a porozităţii şi a permeabilităţii rocilor caracterizate iniţial prin bune proprietăţi de colector, o parte din aceste roci se transformă în roci de protecţie, care ecranează zonele rămase netransformate. Reducerea volumului iniţial al porilor şi fisurilor este determinată de procesele de cimentare locală legate de circulaţia soluţiilor.

VIII.4.3. Capcane legate de suprafeţele de discordanţă

Suprafeţele de discordanţă pot constitui ecrane impermeabile fie pentru colectoarele situate sub ele, fie pentru cele situate deasupra lor.

În cazul colectoarelor carbonatice masive de sub suprafaţa de discordanţă capcanele se formează în proeminenţele reliefului îngropat sub roci impermeabile (fig. 28). Cînd seria de depozite de sub discordanţă are o structură monoclinală şi este constituită dintr-o alternanţă de strate permeabile şi impermeabile, capcanele se pot forma în culminaţiile reliefului îngropat, în versanţii sau chiar sub formele negative ale acestui relief, adică acolo unde stratele colectoare sînt intersectate de suprafaţa de discordanţă care joacă rol de ecran (fig. 29).

În cazul în care rocile colectoare se găsesc deasupra suprafeţei de discordanţă, capcanele se formează în zonele în care acestea se efilează pe flancurile unor culminaţii ale reliefului îngropat constituit din roci impermeabile.

Scanned with OKEN Scanner

Identificarea capcanelor litologice şi stratigrafice în roci carbonatice. Pentru identificarea capcanelor litologice şi stratigrafice, o importanţă deosebită o prezintă studiul relaţiilor dintre procesele

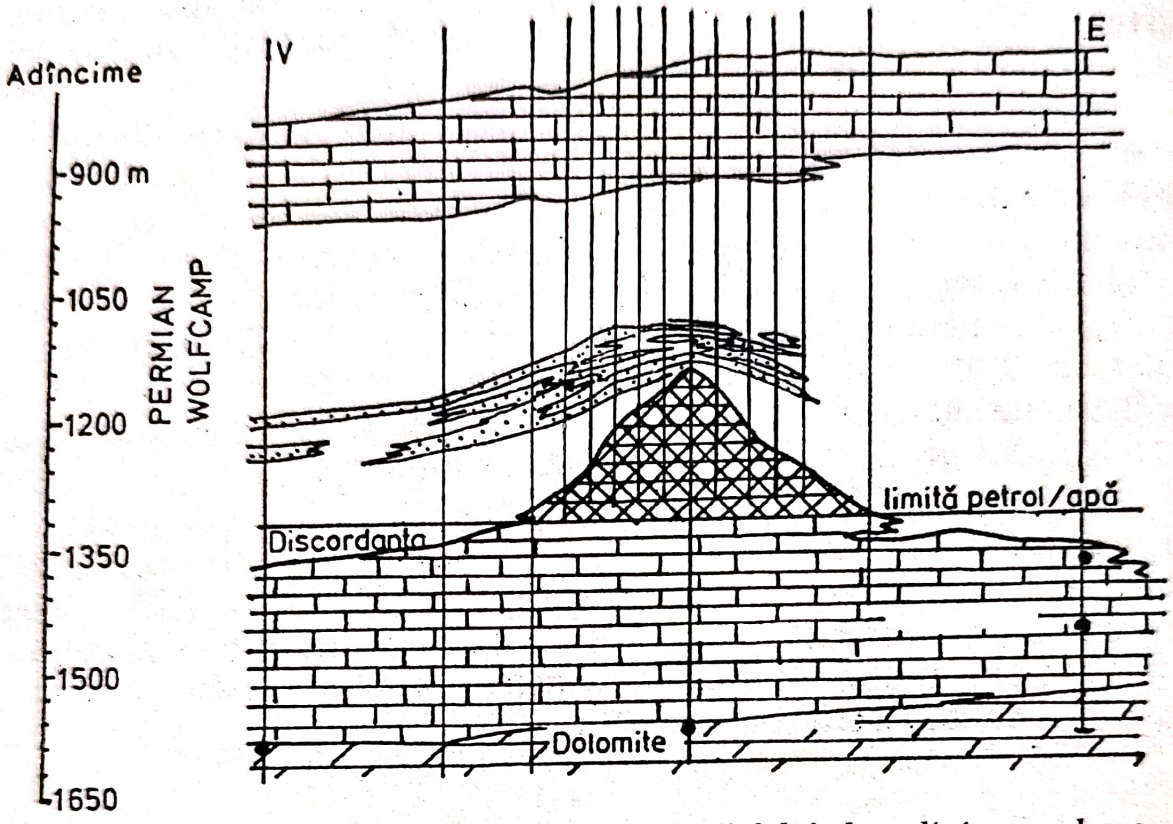


Fig. 28. — Capcană formată în proeminenţa reliefului dezvoltat pe calcare recifale în regiunea Scurry din Texas (S.U.A.) (după Guillemot, 1964).

tectonice şi cele sedimentare. Astfel, în condiţiile bazinelor epicontinentale, caracteristicile reliefului fundului marin pe care se dezvoltă formaţiunile carbonatice sînt determinate în bună măsură

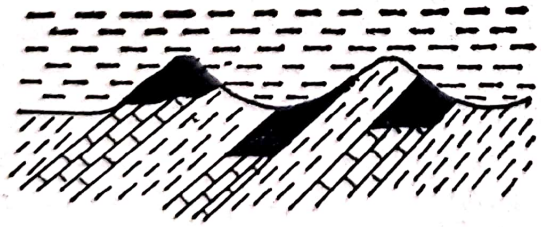


Fig. 29. — Capcane formate în proeminenţele, depresiunile şi în versanţii unui relief îngropat dezvoltat pe o serie monoclinală de calcare poroase şi de marne impermeabile acoperit de roci impermeabile.

de dezvoltarea elementelor structural-tectonice ale fundamentului. Acest relief, la rîndul lui, constituie factorul determinant al ambianţei de sedimentare şi, respectiv, al repartiţiei faciesurilor, al orientării paleocurenţilor şi chiar al unor procese diagenetice.

În numeroase regiuni s-a remarcat o corelaţie strînsă între zonele de dezvoltare a recifilor şi zonele de anomalii gravimetrice

Scanned with OKEN Scanner

pozitive, care indică zone de ridicare a fundamentului. În același timp, zonelor de anomalii gravimetrice negative le corespund zone de dezvoltare a formațiunilor perirecifale sau argilo-marnoase.

Grosimile și faciesurile formațiunilor carbonatice acumulate în diferite zone sau sectoare sînt controlate de regimul mișcărilor verticale, precum și de raportul dintre vitezele de acumulare a sedimentelor și cele ale mișcărilor de coborîre ale scoarței. În etapele de accelerare a mișcărilor negative relieful creat de sedimentarea recifală este acoperit de sedimente pelitice impermeabile, care, prin compactare ulterioară, mulează acest relief, formînd ondulații cu amplitudini care pot atinge sute de metri.

A fost remarcată, de asemenea, o corelație strînsă între caracteristicile proceselor diagenetice și cele ale faciesurilor depozitelor. Astfel, în lungul ridicărilor marginale ale platformelor, care au favorizat dezvoltarea rocilor carbonatice, s-au remarcat zone de dolomitizare mai intensă, caracterizate printr-o porozitate mai ridicată. Tot la marginile platformelor are loc adesea dezvoltarea unui sistem de fisuri verticale orientate paralel cu marginea continentală, formate la obîrșia unor alunecări submarine. Aceste fisuri, la rîndul lor, au favorizat procesele de dezvoltare a rocilor carbonatice, determinînd o creștere locală a porozității.

În concluzie, în activitatea de prospecțiune a capcanelor litologice și stratigrafice în formațiuni carbonatice, este necesară punerea în evidență a următorilor trei factori care controlează formarea acestor capcane, și anume : 1) existența unui relief generat de interacțiunea unor procese tectonice, sedimentare sau erozionale ; 2) existența unor roci cu proprietăți de colector în zonele relativ ridicate ale stratelor ; 3) existența unei cuverturi impermeabile deasupra rocilor colectoare sau a unei treceri laterale a colectoarelor, în sus pe strat, la roci impermeabile.

VIII.5. Rocile carbonatice sedimentare în construcții

Calcarele și dolomitele reprezintă roca sau „piatra naturală" fără de care construcțiile moderne nu pot fi realizate. Ca elemente de construcție ele pot fi folosite într-o gamă foarte largă și variată, începînd de la blocuri de fundație și solbancuri, pînă la elemente ornamental-decorative și lucrări monumentale, pentru care finețea și aspectul plăcut al rocii trebuie să satisfacă rafinamentul arhitectural contemporan.

În funcție de condițiile tehnice de calitate, calcarele și mai puțin dolomitele sînt folosite în construcție în lucrări exterioare sau

Scanned with OKEN Scanner

interioare. Cel mai frecvent sînt prelucrate sub formă de placaje, dale, trepte, stîlpi, glafuri, detalii pentru balustrade etc., sau sînt folosite într-o formă semiprelucrată ca blocuri fasonate sau semifasonate, calupuri etc.

Un conţinut ridicat în oxizi şi hidroxizi sau în sulfuri de fier scade valoarea calcarelor sau dolomitelor, acestea nemaiputînd fi folosite în lucrări în care roca vine în contact direct cu agenţii atmosferici. De asemenea fisurile ascunse sînt un factor negativ de care trebuie să se ţină seama, deoarece acestea, în contact cu apa şi îngheţul, pot compromite lucrările respective.

Caracteristicile mecanice şi condiţiile tehnice de calitate admise pentru calcarele şi dolomitele folosite în construcţie şi construcţii de drumuri sînt date în tabelul nr. 28, 29, iar pentru travertine în tabelul nr. 30.

Tabelul nr. 28

Caracteristicile mecanice ale rocilor carbonatice (valori minime şi maxime)

Caracteristica	Valorile
Rezistenţa la compresiune uscat (daN/cm²)	800—1 200 construcţii 1 000—1 500 drumuri
Rezistenţa la compresiune după gelivare (daN/cm²)	600—1 000 construcţii 800—1 100 drumuri
Rezistenţa la forfecare (daN/cm²)	70—300
Rezistenţa la forfecare după gelivare (daN/cm²)	50—200
Rezistenţa la întindere uscat (daN/cm²)	70—350
Rezistenţa la întindere după gelivare (daN/cm²)	40—150
Rezistenţa la uzură (Böhme) (g/cm²)	0,3—0,8
Rezistenţa la şoc (daN.cm/cm³)	10—30
Modulul de elasticitate (daN/cm²)	8.10^5—9.10^5

La condiţiile tehnice de calitate redate în tabelul nr. 29 corespund, printre altele, calcarele marmoreene de la Căprioara, Boz, Cîmp-Vaşcău, Alunu, Zebil, Baciu, Galda, Moneasa etc., iar pentru cele indicate în tabelul nr. 30, corespund travertinele de la Banpotoc, Cărpiniş, Borsec şi Rapoltu Mare (mai puţin).

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul nr. 29

Condițiile tehnice de calitate admise pentru calcare și dolomite folosite în construcții și construcții de drumuri

Caracteristici	Condiții de admisibilitate	
Caracteristici petrografice	culoarea **	plăcută, cu sau fără nuanțe
	aspectul	plăcut, decorativ, determinat de: culorile de fond, diaclaze, nuanțe de culori, omogenitate, pete, venaturi etc.
	fisurația	de preferat fără fisuri; decide tipul de lucrare
	structura	fină, fin granulară, granulară, omogenă
	textura	compactă
	conținut în minerale dăunătoare (oxizi, sulfuri de fier etc.)	0,0—0,5%
Caracteristici fizice	densitatea(g/cm^3)	2,70—2,87
	porozitatea (%)	0,1—1 construcții 0,5—2 drumuri
	absorbție de apă la presiune și temperatură normală a_1(%)	0,05—0,6 construcții 0,5—3,0 drumuri
	conductivitatea termică (cal/s.cm.grad)	$6—8.10^{-3}$
	coeficient de dilatare termică: $\frac{1}{L} \cdot \frac{\Delta L}{\Delta T}$	$8 \pm 4 \cdot 10^{-6}$
Caracteristici mecanice	rezistența la compresiune (daN/cm^2)	500—1 200 construcții 800—1 500 drumuri
	rezistența la uzură (Böhme) (U_1, g/cm^2)	0,3—0,5
	rezistența la șoc ($daN.cm/cm^3$)	10—30
	modulul de elasticitate (daN/cm^2)	$8.10^5—9.10^5$

* Vezi și STAS-urile: 6566—73; 6200/10, 11, 12, 13—73; 5200/5, 8, 9—71.
** Unele aprecieri sînt valabile numai pentru roca folosită în construcție.

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul nr. 30

Condiţiile tehnice de calitate admise pentru travertinele folosite în construcţii *

Caracteristici	Condiţii de admisibilitate	
Caracteristici petrografice	culoarea	plăcută, uniformă sau pătată
	aspect	plăcut, decorativ prin: culoare, fond, vacuole, pete, dispunerea vacuolelor etc.
	fisuraţia	practic zero fisuri pe m^3
	structura	fină sau fin granulară
	textură	compact-poroasă la compact-vacuolară
	conţinut în minerale dăunătoare (oxizi, sulfuri de fier)(%)	0,1—0,5
Caracteristici fizice	densitatea (g/cm^3)	1,8—2,4
	compactitatea (%)	80—90
	porozitatea (%)	10—20
	absorbţia de apă a_1 (%)	2—5
Caracteristici mecanice	rezistenţa de rupere la compresiune (daN/cm^2)	170—500
	rezistenţa la uzură (Böhme) U_1 (g/cm^2)	0,3—0,5
	rezistenţa la şoc ($daN.cm/cm^3$)	8—15

* Vezi şi STAS-urile 5808—73.

VIII.6. Rocile carbonatice sedimentare în industria materialelor de construcţie

Principalele materiale de construcţie în care sînt solicitate rocile carbonatice sînt: varul, cimentul, sticla şi ceramica. La acestea se adaugă, subordonat, mozaicul şi fillerul folosit îndeosebi la prepara-

rea mixturilor bituminoase pentru pardoseli, îmbrăcăminți de drumuri, izolații, prepararea masticului bituminos pentru acoperirea cartoanelor etc.

Varul, fillerul și mozaicul sînt produse obținute în exclusivitate din calcare. Pentru obținerea acestor produse rocile carbonatice trebuie să îndeplinească condițiile tehnice de calitate înscrise în tabelele nr. 31, 32, 33, 34 și 35.

Tabelul nr. 31

Condițiile tehnice de calitate ale calcarelor pentru var (pentru construcții sau industrial) *

Caracteristici	Var pentru construcții		Var industrial		
	Tip C_1	Tip C_2	Tip I	Tip II	Tip III
$CaCO_3$ %, minim	94	88	97	96	95
$MgCO_3$ %, maxim	6	7	1,5	2,5	3,0
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$, % maxim	2,0	3,5	0,6	1,2	2,0
SiO_2 %, maxim	2,0	2,0	0,6	1,2	2,0
Sulf total %, maxim	—	—	0,05	0,1	0,2
Fosfor %, maxim	—	—	—	0,1	0,2
CO_2 %, minim	41	39	42	42	42

* Vezi și STAS 5938—75.

Tabelul nr. 32

Condițiile tehnice de calitate ale calcarelor pentru filler *

Caracteristici	Condiții de admisibilitate
Natura petrografică	calcare compacte, microgranulare sau pelitomorfe, omogene, fără impurități
$CaCO_3$ %, minim	90
Rezistența la compresiune uscat (daN/cm², min)	800

* Vezi și STAS 146—70 și 539—75.

În afara produselor menționate, calcarele mai sînt folosite la fabricarea produselor refractare, a cărămizilor bazice și cu cuarț, a cărămizilor silico-celulare, creuzetelor etc. Pentru toate acestea,

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul nr. 33

Condiţiile tehnice de calitate ale calcarelor pentru industria sticlei şi ceramicei fine *

Conţinutul chimic (%)	Calitatea	
Fe_2O_3	I	II
	0,1	0,2
CaO	53,8	
MgO	1,5	
Al_2O_3	0,5	
$CaSO_4$	0,5	

* Vezi şi STAS 266—64.

Tabelul nr. 34

Condiţiile de calitate ale dolomitelor pentru industria sticlei şi ceramicei fine *

Conţinut chimic (%) minim	Calitatea dolomitului		
	I	II	III
MgO	20	19	18
CaO	32	31	30
Al_2O_3	0,5	1	2
Fe_2O_3	0,2	0,35	1,3
P.C.	45	45	40
$CaSO_4$	0,5	0,5	0,5

* Vezi şi STAS 6284—60. Cele trei categorii de dolomit s-au separat în funcţie de conţinutul în oxizi de Fe şi Mg.

Tabelul nr. 35

Condiţiile tehnice de calitate ale calcarelor pentru mozaic *

Caracteristici	Condiţii de admisibilitate
Aspect	coloraţie uniformă, fără zone de alterare fin granulară, pelitomorfă, granulară
Structura	compactă
Textura	3
Duritatea minimă	2
Absorbţia de apă (%) maxim	0,75
Capacitatea de şlefuire (g/cm) maxim	0,5
Părţi levigabile (%) maxim	

* Vezi şi STAS 1134—71

calcarele trebuie să aibă un conţinut ridicat de $CaCO_3$ (peste 96%) şi unul scăzut de impurităţi, îndeosebi oxizi, hidroxizi şi sulfuri de fier.

Pentru ciment Portland, calcarele trebuie să fie fără impurităţi, conţinutul în: $CaCO_3 > 75\%$; $MgO < 3\%$; $P_2O_5 < 0{,}5\%$; $Fe_2O_3 < 0{,}1\%$ iar Mn urme.

Scanned with OKEN Scanner

VIII.7. Rocile carbonatice sedimentare în diverse industrii

Acest subcapitol se referă numai la rocile carbonatice din grupa calcarelor și dolomitelor, la domeniile de utilizare și la condițiile tehnice de calitate (tabelele nr. 36 și 37).

Schema utilizării calcarelor în diverse ramuri industriale:

Industria chimică: oxizi de calciu, aluminiu și magneziu; baze; clorură de calciu; sodă calcinată; bicarbonat de Na; carbură de Ca (carbid); $CaCO_3$ precipitat; calciu metalic; săruri de calciu; preparate chimice organice; hidrură de calciu; produse farmaceutice; fabricarea cauciucului; pigmenți; vopsele și lacuri; învelișuri de protecție etc.

— Industria textilă: apretura textilelor; mătase artificială; coloranți etc.

— Industria lemnului, hîrtiei și celulozei: pastă de lemn și hîrtie; caustificare; decolorare; fierberea pastei de lemn etc.

— Industria alimentară: băuturi nealcoolice; bere; preparate cu fosfați de calciu; pulpe citrice; lapte; rafinarea zahărului; cazeină, acid lactic; gelatina etc.

— Alimentări cu apă: apă potabilă și industrială; canalizări; dedurizare; coagulare; purificare; îndepărtarea SiO_2; cazane de fierbere etc.

— Industria petrolului: noroaie de foraj; închiderea sondelor; rafinărie; fabricarea uleiurilor; emulsii uleioase etc.

— Agricultură, silvicultură, zootehnie: amendări; neutralizarea solului; fabricarea îngrășămintelor; purificarea lacurilor și heleșteielor; calciu în alimentație etc.

— Industria metalurgică și siderurgică: minereu de fier; la flotații; fondant; recuperarea cocsului din furnal; polizarea metalului etc.

Schema utilizării dolomitelor în diverse ramuri industriale:

— agricultură (amendament, îngrășăminte);
— industria siderurgică și metalurgică;
— produse refractare;
— sinter;
— industria hîrtiei și celulozei;
— industria cauciucului;
— industria chimică (magneziu metalic).

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul nr. 36

Condițiile tehnice de calitate ale calcarelor utilizate în diverse industrii

Utilizări	Condiții tehnice de calitate	
	condiții fizice	condiții chimice (%)
Industria sodei	granulație fină fără impurități	$CaCO_3 > 95$; $SiO_2 < 1,5$; $MgO < 1,5$; $Al_2O_3 + Fe_2O_3 < 1$; $S < 0,03$
Carbură de Ca (carbid)	bulgări necalcinați pe timpul arderii	$CaCO_3 > 97$; $P < 0,01$; $MgO < 2$; $SiO_2 = 3$ max ; $Fe_2O_3 + Al_2O_3 < 0,7$; S = urme.
Rafinarea zahărului	granulație foarte fină	$CaCO_3 > 96$; $SiO_2 < 1$; $MgO < 1,5$; oxizi de fier $< 0,5$
Rafinarea petrolului, produse farmaceutice	—	calcare pure (calcit), eventual înnobilate
Industria celulozei	granulație peste 3 cm	$CaCO_3 > 97$; $Fe_2O_3 < 0,5$; $SiO_2 < 1,5$
Industria hîrtiei	granulație peste 4 cm	conținut ridicat în $CaCO_3$; MgO, Al_2O_3 și Fe_2O_3 sub 2%
Acid acetic	—	$CaCO_3 > 95$
Agricultură	granulație în funcție de scop	$CaCO_3 > 85$
Abraziv	fin pulverizat fără nisip	
Pudră albă sau pastă (lichid)	de preferat cretele	$CaCO_3 > 97$; cu sau fără urme de Mn, Fe și argilă
Nitrați de Ca	—	conținut ridicat de calciu
CO_2	—	conținut ridicat de Ca sau dolomit
Coloranți	granulație fină la foarte fină	$CaCO_3 > 95$
Industria cauciucului	umiditate maximă : 0,5% ; substanțe insolubile în HCl maxim 1%	$CaCO_3 > 97$; $Fe_2O_3 + Al_2O_3 < 0,5$; Cu maxim 0,003 ; Mn maxim 0,004.
Cocs și gaz	—	$CaCO_3 > 95$
Explozivi	—	calcare pure cu conținut ridicat în magneziu

Tabelul nr. 36 *(continuare)*

Utilizări	Condiții tehnice de calitate	
	condiții fizice	condiții chimice (%)
Filtre	granulație 3,5—2,5 sau 3,5—1,5	conținut minim de pirită, marcasită și argilă
Siderurgie	granulație fină	CaO > 50 ; MgO <1,5 ; S <0,2 ; P <0,2 ; SiO_2 + Al_2O_3 maxim 3 ; P.C. > 40
Metalurgie	—	CaO > 52 ; MgO maxim 2 ; SiO_2 maxim 1 ; Al_2O_3 + Fe_2O_3 maxim 2 ; S <0,05 ; P <0,1
Alimente, fungicide, insecticide	—	conținut ridicat în $CaCO_3$ și scăzut în Al_2O_3 și Fe_2O_3
Clei	granulație fină	fără substanțe vătămătoare
Grăsimi	granulație foarte fină	$CaCO_3$ > 95 ; MgO <1,5 ; SiO_2 <1 ; Fe_2O_3 <0,5
Zootehnie	granulație fină	$CaCO_3$ > 95 ; Fe și Mg scăzut
Industria pielei	granulație fină	$CaCO_3$ > 95 ; fără MgO și argilă
Fosfați de calciu	—	calcare pure
Industria textilă	—	$CaCO_3$ > 95 ; MgO <3 ; SiO_2 <2,5 ; Al_2O_3 + Fe_2O_3 <2.
Industria săpunului	fără substanțe dăunătoare	$CaCO_3$ > 96
Sare amară	granulație fină	conținut mare în dolomit și carbonați de magneziu

Tabelul nr. 37

Condițiile tehnice de calitate ale dolomitelor utilizate în industrie

Utilizări	Condiții tehnice de calitate	
	condiții fizice	condiții chimice (%)
Agricultură	granulație fină (în funcție de scop)	conținut ridicat în calciu și carbonat echivalent (80)
Dolomite refractare	granulație medie sita de 0,75	MgO > 20 ; S <0,05 ; SiO_2 <2
Dolomite calcinate	granulație medie	MgO > 20 ; S <0,05 ; SiO_2 <2
Dolomite pentru metalurgie	granulație mm 3—16 ; 40—100	MgO minim 19 ; SiO_2 maxim 1,5 ; Fe_2O_3 + Al_2O_3 maxim 2 ; P.C = 45
Dolomite pentru siderurgie		CaO minim 30 ; MgO minim 18 ; SiO_2 + Al_2O_3 maxim 4 ; S <0,1 ; P <0,3 ; P.C = 42
Dolomite pentru sinter (cuptor rotativ)	granulație mm 3—12 ; 3—16	MgO > 19 ; SiO_2 <0,8 ; Fe_2O_3 + Al_2O_3 <1 ; P.C > 45

VIII.8. Cariere în zăcăminte carbonatice sedimentare din România

Zăcămintele de roci carbonatice din România sînt deschise printr-o serie de cariere, roca extrasă fiind utilizată în diverse domenii ale industriei (tabelul nr. 38).

Tabelul nr. 38

Cariere în zăcăminte carbonatice sedimentare din România

Roca și domeniul de sedimentare	Localizarea (alfabetic), vîrsta
1	2
Calcare pentru construcție: placaje, solbancuri, dale, glafuri etc.	Albești, eo*, AG** Baciu, eo., CJ; Baia de Aramă, jr., MH; Bădeni, sm., BZ; Bărbătești—Costești, sm., IȘ; Bîrnova-Repedea, sm., IS; Boz-Armanului, tr., BH; Bratca, tr., BH; Buciumi, eo., MM; Bunești, to., VL; Buru, eo., CJ; Cărpinet, tr., BH; Ciuhoiu-Sarînga, sm., BZ; Codru-Babadag, cr., CT; Covășdia, sm., AR; Crișior, tr., BH; Cuejd, eo., NT; Deleni, cr., CT; Dîmbovicioara, jr., AG; Gîrbău, eo., CJ; Iacobeni, cr., AR; Ighiu, sm., AB; Izvarna, jr., GJ; Lespezi, eo., CT; Mateiaș, jr., AG; Moneasa, tr., AR; Nadeș-Leghea, eo., CJ; Năeni-Tohani, sm., BZ; Parcheș, tr., CT; Podeni, to., CJ; Prodănești, eo., SJ; Remus Oprenu, cr., CT; Săcel, eo., MM; Suceag, eo., CJ; Techirghiol, sm., CT; Tismana, jr., GJ; Uileac, tr., BH; Vașcău-Călugări, tr., BH; Vișlea, eo., CJ; Vîrîți, sm., IS; Zeicani, jr., HD.
Calcare pentru industria varului	Ardeu, jr., HD; Aștileu, jr., BH; Băneasa, cr., CT; Bicăjel, jr., NT; Bistra-Valea Vișeului, eo, MM; Bratca, tr., BH; Brădet, cr., CV; Cărpinet, tr., BH; Căvăran, jr., CS; Celea Mică și Celea Mare, jr., CT; Ciuhoiu-Sarînga, sm., BZ; Cîrjelari, jr., TL; Corbu de Sus, jr., CT; Coșdeni, tr., BH; Crișior, tr., BH; Cuvin-Ghioroc, jr., AR; Dîmbovicioara și Dragoslavele, jr., AG; Furnica, jr., PH; Galșa, tr., AR; Glod, eo., SJ; Gureni-Peștișani, jr., GJ; Iacobini cr., AR; Hoghiz-Cuciulat, cr., BV; Lalașinț, jr., AR; Letea-Băbeni, eo., SJ; Luminița, jr., CT; Mateiaș, jr., AG; Măderat-Pîncota, jr., AR; Măgura Ciolanu, sm., BZ; Mihoc-Liveni-Ripiceni, sm., BT; Năeni-Tohani, sm., BZ; Pestiș, jr., BH; Poiana Aiudului, Poiana Galda și Prisaca Meteș, jr., AB; Prișcu, jr., PH; Racoș, jr., BV; Remeți, tr., BH; Remus Opreanu cr., CT; Remetea, jr., AB; Săndulești, jr., CJ; Sitorman, jr., CT; Sohodol-Pocruia, jr., GJ; Stejeriș, jr., BV; Șoimuș cr., HD; Tătaru, sm., PH; Tismana, jr., GJ; Tureni, jr., CJ; Vida, tr., BH; Vîrhgiș, tr., CV; Vlădeni, jr., BV; Vulcan, jr., HD; Zăbrătău, cr., CV; Zărnești, jr., BV.

Continuare tabelul nr. 38

1	2
Calcare pentru industria cimentului	Aştileu, jr., BH ; Bicăjel, jr., NT ; Cernavoda, cr., CT ; Coşdeni, tr., BH ; Cuvin-Ghioroc, jr., AR ; Dîmbovicioara şi Dragoslavele, jr., AG ; Furnica, jr., PH ; Ghermanu, jr., NT ; Hăghimaş-Mezinul, jr., HR ; Hoghiz-Cuciulat, cr. BV ; Lalaşinţ, jr., AR ; Lespezi-Dobreşti, jr., DB ; Mateiaş, jr., AG ; Măderat-Pîncota, tr., AR ; Medgidia, jr., cr., CT ; Murfatlar, cr., CT ; Ohaba-Ponor, jr., HD ; Pestiş, jr., BH ; Prodăneşti, eo., SJ ; Remetea, jr., AB ; Săndulești, jr., CJ ; Sitorman, jr., CT ; Suseni, jr., GJ ; Sugău, jr., NT ; Valea Brădetului, jr., DB ; Zărneşti, jr., BV.
Calcare pentru siderurgie şi metalurgie	Baia de Fier, jr., GJ ; Bicăjel, jr., NT ; Cîrjelari. jr., TL ; Codlea, jr., BV ; Domani, cr., CS ; Hăghimaş Mezinul, jr., HR ; Luminiţa, jr., CT ; Mahmudia, tr., TL ; Murighiol, tr., TL ; Ohaba-Ponor, jr., HD ; Pecinişca-Herculane, jr., CS ; Peştera, jr., HD ; Valea Brădetului, jr., DB.
Calcare pentru filler şi mozaic	Cărpinet, tr., BH ; Coşdeni, tr., BH ; Criştior, tr., BH ; Dîmbovicioara, jr., AG ; Moneasa, tr., AR ; Piscul cu Brazi, cr., DB ; Remeţi, tr., BH ; Uileac, tr., BH ; Vadul Crişului, Vaşcău-Călugări şi Vida, tr., BH ; Zebil, jr., TL.
Calcare pentru drumuri, căi ferate, rambleuri, diguri etc.	Alibeg, jr., CS ; Ardeu, jr., HD ; Aştileu, jr., BH ; Bărăşti, jr., HD ; Bistra-Valea Vişeului, eo., MM ; Buciumi, eo., MM ; Căvăran, jr., CS ; Cazanele Mici, jr., MH ; Celea Mică şi Celea Mare, jr., TL ; Coşdeni, tr., BH ; Cuvin-Ghioroc, jr., AR ; Dîmbovicioara, jr., AG ; Gureni-Peştişani, jr., GJ ; Iacobini, cr., AR ; Măderat-Pîncota, tr., AR ; Mereşti, cr., HR ; Mihail Kogălniceanu, jr., CT ; Păroasa, jr., HD ; Piscul cu Brazi, cr., DB ; Poiana Aiudului, jr., AB ; Pribeagu, jr., HD ; Prisaca-Meteş, jr., AB ; Săcel, eo., MM ; Sitorman, jr., TL ; Tismana, jr., GJ ; Topalu, jr., TL ; Vadul Crişului, tr., BH ; Vîrghiş, tr., CV ; Zărneşti, jr., BV ; Zebil, jr., TL.
Calcare pentru ceramică şi sticlă	Baia de Fier, jr., GJ ; Cîrjelari, jr., TL ; Codlea, jr., BV ; Costeşti-Pietreni, jr., VL ; Dîmbovicioara şi Dragoslavele, jr., AG ; Gureni-Peştişani, jr., GJ ; Luminiţa, jr., CT ; Mateiaş, jr., AG ; Remetea, jr., AB ; Stejeriş, jr., BV ; Zărneşti, jr., BV.
Calcare pentru celuloză	Baia de Fier, jr., GJ ; Cîrjelari, tr., TL ; Codlea jr., BV ; Costeşti-Pietreni, jr., VL ; Dîmbovicioara, jr., AG ; Lalaşinţ, jr., AR ; Pecinişca-Herculane, jr., cr., CS ; Remetea, jr., AB ; Stejeriş, jr., BV ; Zărneşti, jr., BV.

Scanned with OKEN Scanner

Continuare tabelul nr. 38

1	2
Calcare pentru sodă	Baia de Fier, jr., GJ ; Cîrjelari, jr., TL ; Costești-Pietreni, jr., VL ; Dragoslavele, jr., AG ; Gureni-Pestișani, jr., GJ ; Luminița, jr., CT ; Mateiaș, jr., AG ; Murighiol, tr., TL ; Pecinișca-Herculane, jr., CS ; Remetea, jr., AB ; Tureni, jr., CJ.
Calcare pentru industria cauciucului	Costești-Pietreni, jr., VL ; Dîmbovicioara, jr., AG ; Mahmudia, tr., TL ; Mateiaș, jr., AG ; Pecinișca-Herculane, jr., cr., CS ; Remetea, jr. AB ; Zărnești, jr., BV.
Calcare pentru lianți minerali	Baia de Fier, jr., GJ ; Codlea, jr., BV ; Dîmbovicioara, jr., AG ; Mateiaș, jr., AG.
Calcare pentru agricultură	Baia de Aramă, jr., MH ;Cochirleni, sm., CT ; Băneasa, cr., CT ; Costești-Pietreni, jr., VL ; Lalașinț, jr., AR ; Luminița, jr., CT ; Murfatlar, cr., CT ; Năeni-Tohani, sm., BZ ; Pestiș, jr., BH ; Remetea, jr., AB.
Calcare pentru industria zahărului	Murfatlar, cr., CT ; Poșaga, jr., HD ; Vranovăț, jr., CS.
Calcit pentru sticlă și ceramică	Ponor-Vața de Sus, jr., HD.
Dolomit pentru drumuri, diguri, căi ferate, ramblee etc	Delnița, jr., HR ; Galșa, tr.,AR ; Mihail Kogălniceanu, jr., CT ; Nalbant, tr., TL ; Ovidiu, jr., CT ; Peciștea, jr., SV ; Vîrghiș, tr., CV.
Dolomit pentru siderurgie și metalurgie	Bicăjel, jr., NT ; Capidava, jr., TL ; Delnița, jr., HR ; Mahmudia, tr., TL ; Măgura Veneției, jr., BV ; Topalu, jr., TL.
Dolomit pentru ceramică și sticlă	Capidava, jr., TL ; Delnița, jr., HR ; Mahmudia, tr., TL ; Măgura Veneției, jr., BV ; Topalu, jr., TL ; Vața de Sus, jr., HD.
Travertin pentru construcții	Banpotoc, q., HD ; Borsec, q., MR ; Geoagiu, q., HD ; Rapoltul Mare, q., HD.
Aragomit pentru artizanat	Corund, q., HR ; Luncani-Tomești, tr., TM ; Șuncuiuș, tr., BH.

* Prescurtări și simboluri pentru vîrste : q = cuaternar ; to = tortonian ; sm = sarmațian ; eo = eocen ; cr = cretacic ; jr = jurasic ; tr = triasic.

** Prescurtări pentru județe : AB = Alba ; AG = Argeș ; BH = Bihor ; BN = Bistrița Năsăud ; BT = Botoșani ; BV = Brașov ; BZ = Buzău ; CJ = Cluj ; CS = Caraș-Severin ; CT =Constanța ; CV = Covasna ; DB = Dîmbovița ; GJ = Gorj ; HD = Hunedoara ; HR = Harghita ; IS = Iași ; MH = Mehedinți ; MM = Maramureș ; MR = Mureș ; NT = Neamț ; PH = Prahova ; SJ = Sălaj ; SV = Suceava ; TM = Timiș ; VL = Vîlcea ; TL = Tulcea.

Prescurtările pentru județe au fost folosite conform indicatorului de localități din România.

Scanned with OKEN Scanner

Caracteristicile tehnologice după care rocile carbonatice au fost repartizate pe domenii de utilizare au fost redate detaliat în tabelele nr. 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36 şi 37.

VIII.9. Rocile carbonatice şi apele subterane

Rocile carbonatice prezintă importanţă practică deosebită şi din punct de vedere hidrogeologic. Prin fisurile şi golurile carstice pe care le conţin, prin modul lor de zăcămînt, calcarele acumulează mari cantităţi de apă pe care o cedează în izvoare al căror debit adesea impresionează.

Necesarul de apă potabilă şi industrială în continuă creştere a determinat dirijarea cercetărilor hidrogeologice din ultima vreme spre zonele calcaroase. Consecinţa firească a studiilor efectuate este alimentarea cu apă de carst a numeroase centre populate, printre care menţionăm oraşele Craiova, Constanţa, Braşov etc.

Stadiul actual al datelor acumulate permite abordarea unor probleme importante privind hidrogeologia rocilor carbonatice, ca de exemplu proprietăţile hidrogeologice ale rocilor, geneza apelor, modul de zăcămînt şi de circulaţie, proprietăţile fizico-chimice etc.

VIII.9.1. Proprietăţile hidrogeologice

Cantitatea de apă pe care o pot acumula şi ceda rocile carbonatice depinde în bună măsură de proprietăţile lor hidrogeologice. Dintre acestea menţionăm: compoziţia mineralogică şi chimică, structura şi textura, porozitatea, umiditatea, higroscopicitatea, absorţia şi permeabilitatea.

Compoziţia mineralogică şi chimică. Rocile carbonatate întîlnite frecvent în natură sînt calcarele şi dolomitele. Acestea se găsesc foarte rar în stare chimică pură, adesea avînd impurităţi: SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, silicaţi, care definesc anumite categorii de calcare (marnoase, silicioase, feruginoase, glauconitice) şi dolomite (argiloase, silicioase, ankeritice, magneziene). La acestea se adaugă seria calcarelor dolomitice rezultată din amestecul, în diferite proporţii, a mineralelor calcit şi dolomit (vezi cap. IV).

Elementele Ca, Mg, Na, K, Al, Fe etc. traduse mineralogic prin calcit, dolomit, oxizi, silicaţi etc. au proprietatea de a capta sau de a respinge moleculele de apă. Este una din explicaţiile umidităţii excesive observată în cavernele săpate de apă în calcare şi dolomite.

Scanned with OKEN Scanner

Structura și textura. Dimensiunile elementelor componente și forma lor, modul de îmbinare, gradul de cimentare și natura liantului, dispunerea spațială a particulelor determină porozitatea rocilor carbonatice (vezi cap. IV).

Porozitatea. Caracteristică hidrologică esențială, porozitatea este dată de totalitatea golurilor (pori, fisuri, caverne etc.) existente în roci. Rocile carbonatice privite la scara unui eșantion sînt aparent compacte, fără pori. La scară mare însă, și regional, ele au fisuri, vacuole, caverne, goluri carstice, care le conferă calități foarte bune pentru porozitate și permeabilitate (vezi cap. VI.2.).

Literatura de specialitate înregistrează numeroase clasificări privind porozitatea rocilor carbonatice. Cea mai completă este dată de Qhoquette și Pray (1970). Satisfăcătoare și ușor de reținut este însă clasificarea dată de Scheller (1962) și Pârvu (1978) (vezi cap. IV și VI).

Cantitativ, porozitatea se exprimă prin raportul, în procente, dintre volumul golurilor (V_g) și volumul total (V_t) al unităților de rocă considerată: $n\% = \frac{V_g}{V_t} \cdot 100$.

Porozitatea (interstițială și vacuolară) se determină în laborator prin metoda greutăților, utilizînd formula: $n\% = \frac{\gamma - \gamma_a}{\gamma} \cdot 100$ în care: γ reprezintă greutatea unității de volum de rocă fără pori și fisuri, iar γ_a, greutatea aceluiași volum de rocă cu pori și fisuri așa cum se găsește în natură.

Porozitatea de fisurație și de caverne este ma greu de determinat. O apreciere relativă se realizează pe teren prin turnări de apă și pompări experimentale în puțuri și foraje.

Porozitatea rocilor carbonatate variază în limite foarte largi (tabelul nr. 39).

Tabelul nr. 39

Porozitatea citorva roci carbonatice

Denumirea rocii	Porozitate medie %	Denumirea rocii	Porozitate medie %
Calcare compacte	2	Creta	20
Calcare oolitice	15	Tufuri calcaroase	20
Calcare cochilifere	30	Travertin	18
Dolomite	1	Marmura	0,5

Scanned with OKEN Scanner

Higroscopicitatea este proprietatea pe care o au unele roci de a absorbi și reține, prin condensare pe pereții golurilor, apa conținută de atmosferă în stare de vapori. Se exprimă prin coeficientul de higroscopicitate, care este definit de raportul dintre greutatea apoi reținută de roca complet uscată, atunci cînd este ținută într-o atmosferă saturată cu vapori de apă, și greutatea rocii respective în stare uscată.

Rocile carbonatice, fiind alcătuite preponderent din carbonați de calciu și magneziu, au higroscopicitate mare, fapt ce explică umiditatea accentuată de pe pereții cavernelor, formată prin condensarea vaporilor de apă.

Absorbția de apă este proprietate pe care o au rocile de a se îmbiba cu apă atunci cînd vin în contact cu aceasta. Se exprimă prin coeficientul de absorbție care reprezintă raportul, în procente, dintre masa apei reținută de proba de rocă în stare naturală și masa aceleiași roci uscate. Prin constituția lor petrografică, rocile carbonatice absorb și rețin o mare cantitate de apă. Din aceste motive, praful de calcare și dolomite este folosit ca ingredient în agricultură, ele reținînd timp mai îndelungat apa în teren.

Umiditatea, raportul, în procente, dintre apa conținută de o rocă și volumul rocii respective, este caracteristică pentru rocile carbonatice. Deși la suprafață, calcarele, dolomitele etc. sînt uscate, în adîncime, pe fisuri și goluri carstice acestea au umiditate accentuată.

Permeabilitatea, proprietatea pe care o au rocile de a lăsa apa și aerul să circule prin porii și fisurile lor, este o altă caracteristică importantă a rocilor carbonatice. Deși sînt impermeabile în mic, fapt pentru care se mai numesc și roci acvifuge, rocile carbonatice sînt foarte permeabile pe fisuri și goluri carstice (permeabilitice în mare). Permeabilitatea rocilor fisurate și cavernoase este dificil de determinat și nesigură. Pentru depozitele cu fisurație omogenă se folosesc pompările experimentale în puțuri și foraje.

VIII.9.2. Geneza apelor

Prin noțiunea de „geneză" a apelor subterane se înțelege originea și modul lor de formare.

Geneza apelor subterane cantonate în rocile carbonatice, și în general în toate tipurile de roci, poate fi explicată în prezent prin trei teorii : teoria infiltrării, teoria condensării și teoria apelor juvenile. În funcție de condițiile naturale ale regiunii studiate, pentru

Scanned with OKEN Scanner

explicarea genezei apelor subterane pot fi luate în considerație una dintre cele trei teorii, două sau toate la un loc.

Teoria infiltrării a fost elaborată de savantul francez Mariotte (1620—1640), care a dovedit prin lucrări experimentale infiltrarea precipitațiilor atmosferice în litosferă și alimentarea apelor subterane, fapt ce determină creșterea nivelului apei în fîntîni și a debitului izvoarelor după precipitații.

Pătrunderea apelor superficiale (din precipitații, rîuri etc.) în adîncime are loc sub influența gravității și se produce prin infiltrare propriu-zisă în porii și fisurile capilare sau prin curgere liberă (influație) în porii și fisurile supracapilare. Infiltrarea este un fenomen foarte complicat și depinde în primul rînd de valoarea precipitațiilor și de permeabilitatea relativă a rocilor. În rocile carbonatice infiltrarea este în general difuză (prin pori și fisuri) și mai rar organizată (prin ponoare).

Teoria condensării a fost elaborată de geograful german O. Volger (1877) pentru a explica prezența apelor subterane în zonele de pustiu și stepele aride, unde precipitațiile atmosferice sînt deficitare sau lipsesc posibilitățile de infiltrare. Negînd total teoria infiltrării și aducînd argumente greșite în sprijinul ipotezei sale, teoria condensării a fost combătută vehement de protagoniștii teoriei infiltrării pînă la apariția lucrărilor lui Lebedev (1907—1918). Aceasta a lămurit procesul intim de pătrundere a vaporilor de apă din atmosferă în sol și subsol, independent de circulația aerului, datorată numai diferenței de tensiune a vaporilor de apă din atmosferă și a celor cuprinși în porii și fisurile rocilor.

Cercetările efectuate ulterior, privind formarea apelor subterane prin fenomenul de condensare, au stabilit mai multe surse de apă. O primă sursă de apă este roua. Ea se formează frecvent în zonele calde de tip Sahara și în zonele înalte de munte, cînd alternează zile calde și nopți reci. Datorită radiației pămîntului, suprafața solului, corpurile de pe acesta se răcesc. Aerul care vine în contact cu pămîntul se saturează cu vapori care se precipită sub formă de picături ce se depun pe sol și vegetație formînd roua. În cantități mari roua dă umezeala solului.

A doua sursă de apă este ceața. Aceasta se formează ca urmare a radiației atmosferei în regiunile cu climat răcoros și umed, cum sînt țările nordice, zonele depresionare din țara noastră. Cantitatea de apă formată pe această cale se cifrează la sute de m^3/ha.

Adsorbția de apă din atmosferă de către unele roci, cum sînt rocile argiloase și cele carbonatice, constituie o altă cale de a obține apa din atmosferă. În rocile carbonatice, în constituția cărora intră

elemente hidrofile (Ca, Mg, Na, K), acestea din urmă (în silicații din argile) au proprietatea de a fixa moleculele de apă pe suprafața lor și de a le ceda în anumite condiții de temperatură și presiune a vaporilor de apă din atmosferă. Gèze citează un caz interesant în orașul Teodosia din Peninsula Crimeea, situat într-o regiune carstică complet lipsită de apă, unde romanii obțineau apa necesară, circa 720 m^3/zi, cu ajutorul a 13 grămezi de calcare sfărîmate. În timpul nopții calcarele adsorbeau apa din atmosferă, iar surplusul de apă ce depășea capacitatea de retenție prin adsorbție era captată și transportată pe conducte. Urmînd exemplul romanilor, Chaptal a construit un puț aerian din blocuri de calcare, obținînd 21 m^3/zi.

O altă posibilitate și cea mai interesantă este condensarea vaporilor de apă în golurile carstice. Castany (1963), Bleahu (1974) au observat ceață densă în unele peșteri, ce provine din condensarea vaporilor de apă și care prin condensare mai accentuată duc la formarea apei de șiroire, vizibilă pe pereții golurilor carstice (peșterilor).

Trombe (1969) a construit o diagramă (fig. 30) care oferă posibilitatea urmăririi fenomenului de condensare endocarstică. În această diagramă curbele reprezintă gradul de saturație a aerului cu vapori de apă pentru diferite temperaturi (abscisă) și conținutul de apă (ordonată). Ca atare, presupunînd că într-o peșteră pătrunde aer cu temperatura de 30°C și cu un conținut în vapori de 50%, prin scăderea bruscă a temperaturii la 10°C, aceasta va conține o cantitate de vapori mai mare decît îi permite curba de saturație. Ca urmare, cantitatea suplimentară de apă se va condensa și va fi de circa 5g/m^3 de aer.

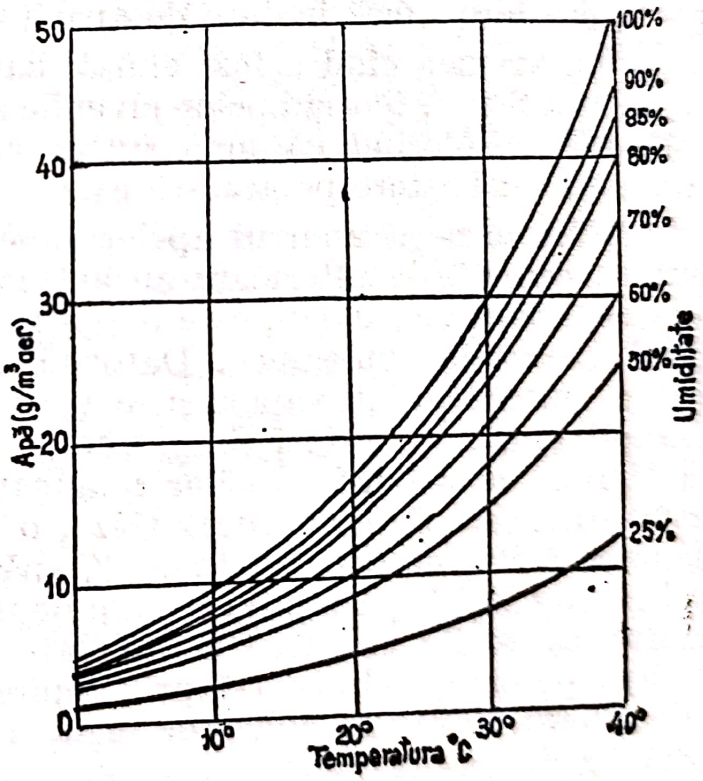


Fig. 30. — Conținutul în vapori de apă al aerului la diferite temperaturi (după Trombe, 1969).

Procesul de condensare endocarstică are loc în masivele calcaroase foarte groase, străbătute de fisuri și goluri carstice, prin

care circulă curenţi de aer descendenţi. În timpul verilor călduroase, diferenţa dintre temperatura de la suprafaţa terenului şi cea din interiorul peşterilor poate fi de 25°C, fapt ce face ca atmosfera acestora să fie saturată în vapori de apă. Surplusul de apă se condensează şi se scurge pe pereţi, se adună la piciorul lor şi formează şiroaie care se unesc în cursuri de apă subterană. Trombe (1969) a calculat că pentru o circulaţie a aerului de 100—200 m^3 aer/s şi o scădere a temperaturii de la 25°C la 6°C şi 75% stare higrometrică are loc o condensare de 10 g apă/m^3 aer, de unde 1—2 l/s apă. În felul acesta se justifică debitul unor izvoare carstice care nu poate fi explicat numai prin aportul din precipitaţii şi apa rîurilor pierdute în masa calcarelor (apa alohtonă).

Teoria apelor juvenile a fost emisă de geologul austriac Suess (1902), plecînd de la observaţia că emanaţiile gazoase din timpul erupţiilor vulcanice conţin 80—90% vapori de apă. Prin apa juvenilă se înţelege o apă care provine din interiorul pămîntului şi nu a făcut parte din hidrosferă înainte de apariţia ei la zi.

La vremea cînd a fost emisă, datorită şi notorietăţii de care se bucura Suess, teoria apelor juvenile a fost la modă, numeroşi cercetători considerînd că majoritatea apelor subterane, şi mai ales termale, iau naştere pe această cale.

Fără a nega aportul apelor juvenile la formarea apelor subterane, cercetările ulterioare au arătat că cea mai mare parte din apa eliminată de vulcani este o apă vadoasă, care îmbibă rocile din jurul aparatelor vulcanice. Datorită temperaturii ridicate, această apă se transformă în vapori şi se amestecă cu gazele fierbinţi ce vin din adîncime. În acelaşi timp, trebuie luat în consideraţie faptul că, în timpul consolidării rocilor magmatice, este pusă în libertate o mare cantitate de apă. După Gèze, o intruziune magmatică groasă de circa 1 000 m, care conţine 5% apă din greutatea sa, furnizează prin răcire 23,8 l apă/min/km^2 timp de un milion ani. Experienţele au arătat că rocile eruptive consolidate conţin o anumită cantitate de apă pe care o eliberează prin topire. Astfel, prin topire 1 km^3 de granit eliberează 26 mil. tone apă, ceea ce revine cam 10 g apă pe 1 kg de granit.

Fenomenele de ordin chimic care se petrec în scoarţa pămîntului conduc, printre altele, şi la formarea apei. Se presupune că la o anumită temperatură şi presiune, prin combinarea hidrogenului cu oxigenul, se formează apă.

Cota de participare a apelor juvenile la formarea apelor subterane nu poate fi încă determinată. Ele nu au rol important, însă prezenţa lor nu poate fi exclusă din marile izvoare termale cu minerali-

Scanned with OKEN Scanner

zare deosebită și adesea radioactive. Citățm în primul rînd gheizerii din Yellowstone Park (S.U.A.), Islanda și Noua Zeelandă, izvoarele fierbinți de la Larderello (Italia), apele termale din R.S. Cehoslovacă, iar de la noi izvoarele Băilor Herculane și, probabil, cele de la Oradea.

Ape regenerate. Prin procesele de alterație chimică care se desfășoară la suprafața litosferei, cantități importante de apă sînt sustrase circuitului natural și trec în compoziția mineralelor ca apă de constituție sau de hidratare, pentru perioade geologice îndelungate. Prin fenomene de subsidență, rocile hidratate ajung în zona metamorfismului, unde datorită presiunii și temperaturii ridicate, mineralele și rocile își pierd conținutul în apă. Aceasta se transformă în vapori ascendenți, apoi în apă lichidă, care reintră în circuitul apelor vadoase. Astfel de ape au fost numite ape de deshidratare sau regenerate.

Ape de sedimentație. Apele de sedimentație (fosile) sînt ape de origine marină care au rămas în roci din timpul proceselor de sedimentare sau au pătruns după consolidarea acestora. Apele de sedimentație sînt cantonate în structuri adînci și închise și au regim hidrodinamic redus, ceea ce dă posibilitatea conservării lor timp îndelungat. Apele fosile (primare, Mrazec, 1938) însoțesc adesea zăcămintele de petrol și gaze din Cîmpia Română, cantonate în calcare cavernoase. În condiții geologice favorabile, apele de sedimentație se amestecă cu apele de infiltrare și apar la zi în izvoare, avînd compoziție chimică calitativ și cantitativ deosebită de apele obișnuite, fapt ce înlesnește prospecțiunea hidrogeologică pentru hidrocarburi.

VIII.9.3. Modul de zăcămînt

Este cunoscut faptul că rocile carbonatice constituie 5—10% din totalul rocilor sedimentare de pe suprafața Pămîntului și prin fisurile și golurile carstice pe care le conțin sînt capabile să acumuleze și să cedeze mari cantități de apă. Apa infiltrată în masivele calcaroase poate constitui, în funcție de condițiile geologice, hidrostructuri freatice sau captive, cu nivel liber sau sub presiune.

Strate acvifere freatice. Zone hidrogeologice. Considerăm o masă groasă de calcare fisurate, repauzînd pe un strat impermeabil orizontal

Scanned with OKEN Scanner

(fig. 31). Apa de precipitaţie pătrunde pe fisuri şi sub acţiunea forţei gravităţii se scurge pe trasee aproape verticale. Ajungînd la patul impermeabil, în lipsa posibilităţii scurgerii laterale, apa se acumulează umplînd toate golurile pe adîncime oarecare. De sus în jos, în roca permeabilă se deosebesc două zone distincte : de aeraţie şi de saturaţie, separate de o suprafaţă orizontală plană, în general discontinuă. Această suprafaţă, numită suprafaţă liberă, corespunde nivelului piezometric al apelor subterane cantonate în roci granulare.

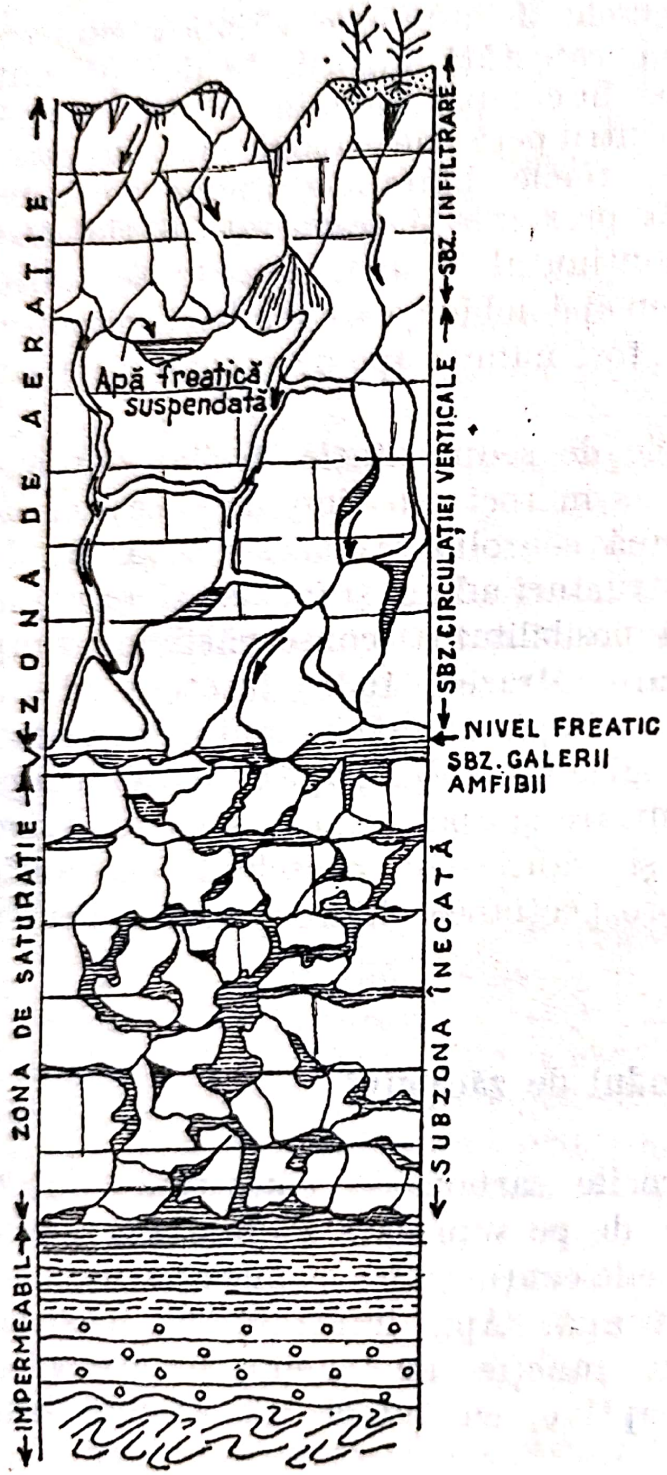


Fig. 31. — Zone hidrogeologice în roci carbonatice

Zona de aeraţie se subdivide la rîndul său în două subzone : de infiltrare şi de circulaţie verticală. Subzona de infiltrare corespunde, în general, adîncimii pe care se simt variaţiile de temperatură care determină o fisuraţie accentuată a rocilor. Adîncimea ei este considerată pînă la nivelul la care apele de infiltrare se organizează în cursuri descendente. În subzona de infiltrare predomină procesele de coroziune, responsabile de formarea exocarstului. Subzona circulaţiei verticale corespunde fisurilor de dimensiuni mai mari, de ordinul decimetrilor, la care se adaugă, întîmplător, avene, puţuri etc. Procesele de coroziune sînt predominante, agresivitatea apei menţinîndu-se prin dizolvarea a noi cantităţi de CO_2, datorită creşterii presiunii apei cu adîncimea şi a scăderii temperaturii.

Scanned with OKEN Scanner

Zona de saturație ocupă spațiul dintre suprafața liberă a apei și patul impermeabil. Ea formează de fapt stratul acvifer și se caracterizează prin aceea că apa umple în întregime golurile deschise. Și în această zonă procesele de coroziune pot fi prezente, dacă apele subterane sînt în mișcare.

Nivelul apelor subterane în rocile carbonatate nu este constant, ci prezintă numeroase variații : poate fi maxim în perioadele cu precipitații abundente și minim în perioadele secetoase. Grosimea pachetului de roci pe care oscilează nivelul apelor subterane în rocile carbonatice este cuprinsă sub denumirea de zonă a galeriilor amfibii. Pe această zonă procesele de coroziune se combină cu cele de eroziune, date de debitul solid cu care se încarcă apa venind de la suprafață. În această zonă se formează goluri de dimensiuni mari, peșteri și canale subterane, ai căror pereți sînt tapisați ulterior cu microforme carstice.

Repartiția zonelor hidrogeologice în rocile carbonatice este influențată de poziția substratului impermeabil față de nivelul de bază, cota lui depinzînd de morfologia rocilor și de tectonica acestora. Prin nivel de bază se înțelege nivelul de drenaj natural, care poate să fie dat de nivelul apei din rîuri, depozite impermeabile, fracturi etc. În general, zona de saturație lipsește atunci cînd substratul impermeabil este situat mai sus față de nivelul de drenaj.

Strate acvifere de adîncime. Această situație apare atunci cînd rocile carbonatice cutate sînt cuprinse între roci impermeabile. Ele se caracterizează prin faptul că conțin apă sub presiune, care se mișcă foarte încet sau stagnează. De obicei, în astfel de structuri apele sînt cantonate într-un paleocarst.

Hidrostructuri carstice. Pe teritoriul României rocile carbonatice sînt răspîndite în toate unitățile structurale ale țării. Ele sînt constituite, în general, din depozite triasice (calcare și dolomite), tithonic-barremiene (calcare recifale). În neozoic apar calcare cochilifere (eocen și sarmațian), în care fenomenele carstice sînt sporadice. Printre cele mai importante hidrostructuri carstice menționăm :

Dobrogea : Tulcea și Agighiol (calcare și dolomite, triasic); Dorobanțu ; Crucea — Ghindărești ; Tîrgșor — Casimcea — Tașaul (calcare recifale, jurasic) ; Cocoșu — Constanța ; Ciocîrlia — Cobadin ; Topraisar — Negru Vodă (calcare recifale, jurasic-cretacic) ;

Carpații Orientali : zona Hăghimaș (dolomite și calcare, triasic, calcare recifale, tithonic-barremian) ; Bucegi ; Piatra Craiului ; Mateiașu și Stoienești (calcare recifale, tithonic) ;

Scanned with OKEN Scanner

Carpaţii Meridionali : Arnota — Vînturariţa ; Cernădia — Polovragi ; Jiu —Motru ; Baia de Aramă — Bahna ; Gărdăneasa — Balta — Topolniţa ; Cerna — Godeanu — Retezat ; Pui — Cioclovina — Strei (calcare recifale, jurasic-cretacic inferior) ;

Munţii Apuseni : Pădurea Craiului, cu trei complexe carstice (calcare şi dolomite triasice, calcare recifale tithonic-barremiene şi calcare recifale aparţinînd cretacicului mediu) ; Bihor, cu patru subunităţi hidrocarstice : Fericea, Someşul Cald, Padeş — Scărişoara, Sighiştel ; în fiecare subunitate se pot separa două complexe carstice (calcare şi dolomite, triasic ; calcare recifale, tithonic-barremian) ; Codru-Moma, cu trei hidrostructuri : Moneasa, Tărcăiţa şi Vaşcău (calcare şi dolomite, triasic).

Izvoare. Prin noţiunea „izvor" se înţelege punctul de apariţie naturală la zi a apelor subterane. Acest fenomen are loc cînd stratele acvifere sînt atinse de eroziune sau sînt afectate de fracturi. În limbajul curent noţiunea de izvor implică o apă pură şi de bună calitate, fapt ce nu corespunde totdeauna realităţii, deoarece apele ce provin din rocile carstice, fisurate sînt adesea tulburi şi contaminate cu diferiţi agenţi patogeni.

Discordanţa dintre termenii utilizaţi în denumirea izvoarelor şi semnificaţia lor reală a preocupat pe numeroşi cercetători geologi, hidrogeologi, speologi. În final, s-au impus în literatura de specialitate propunerile făcute de specialistul francez Martel (1921).

În cele ce urmează vom explica termenii utilizaţi pentru izvoarele ce apar din rocile carbonatice :

— emergenţă — izvor cu apă dulce (nu şi potabilă) care apare în mod natural la zi ; acest termen s-a generalizat pentru toate izvoarele, chiar şi mineralizate ;

— izvor carstic — mică emergenţă provenită din terenuri calcaroase ; apa este filtrată natural, are temperatură constantă şi este bacteriologic pură ; debitul este redus dar constant ;

— resurgenţă — emergenţă mare, care în rocile carbonatice reprezintă reapariţia la zi a apelor de rîu, pătrunse în adîncime prin ponoare (fig. 32, 33) ; apa este în general nefiltrată şi contaminată ; temperatura, debitul, compoziţia chimică prezintă variaţii ; exemple : emergenţele Topolniţa şi Bulba (Mehedinţi), Toplicioara (Pădurea Craiului) ;

— exurgenţă — emergenţă a cărei apă infiltrată prin fisurile rocilor nu a circulat la suprafaţă înainte de apariţia ei la zi ; apa poate fi potabilă dacă bazinul de alimentare este împădurit, nelocuit şi necultivat ; exemple : emergenţele Caragea Dermen (Dobrogea), Galbena (Bihor), Şura Mare (Haţeg), Coronini (Cheile Minişului — Banat), Trei Fîntîni, Izvorul Cald (Hăşmaş) ;

Scanned with OKEN Scanner

— resurgenţă-exurgenţă — emergenţă avînd apa în majoritate din rîu şi mai puţin din infiltrări difuze; apa poate să fie filtrată prin aluviunile din peşteri şi canalele subterane, însă resurgenţele

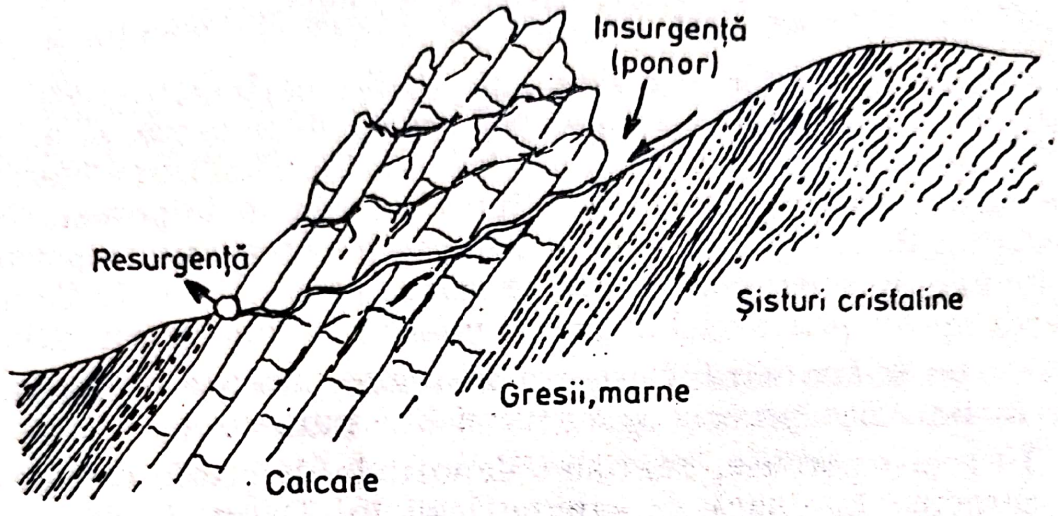


Fig. 32. — Izvor carstic de tip resurgenţă.

mixte sînt totdeauna suspecte; exemple: emergenţele Toplicioara de Lunca Sprie (Pădurea Craiului), Izvorul Rece (Cheile Bicazului), izvoarele Cernei (M-ţii Cernei — Banat);

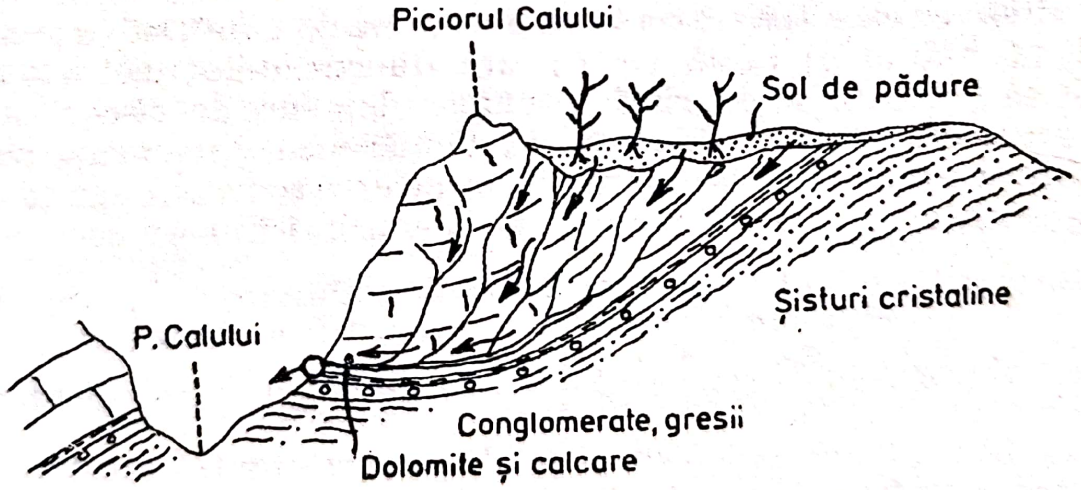


Fig. 33. — Izvor carstic de tip exurgenţă.

— exurgenţă-resurgenţă — emergenţă cu apă provenită din infiltrări şi mai puţin din rîuri; exurgenţele mixte pot avea apă potabilă dacă bazinul de alimentare este lipsit de factori contaminanţi şi stratul filtrant de aluviuni din canalele subterane este gros; exemple: emergenţele Roşia (Pădurea Craiului), Topleţ şi Bîrza (Banat).

Scanned with OKEN Scanner

Apele termale de la Băile Felix şi 1 Mai (Oradea), Băile Herculane etc. sînt, probabil, exurgenţe mixte.

VIII.9.4. Circulaţia apelor

Circulaţia apelor subterane în rocile carbonatice este determinată de forma, dimensiunile, frecvenţa, dispunerea şi orientarea spaţiilor goale din zona hidrogeologică considerată. După cum se ştie, rocile carbonatice prezintă două tipuri principale de porozitate — de interstiţii şi de fisuri şi caverne —, cărora le corespunde o permeabilitate în mic şi o permeabilitate în mare, predominantă. Ca urmare, curgerea apelor prin astfel de goluri poate fi laminară sau turbulentă.

Curgerea laminară. Curgerea în regim laminar se realizează în rocile carbonatice poroase şi cu fisuri fine numeroase.

În rocile poroase, cum sînt depozitele de cretă, calcarele oolitice, curgerea laminară se supune legii lui Darcy (1858), stabilită pentru terenurile necoezive, de tipul nisipurilor. Conform acestei legi, viteza de curgere a apelor este dată de relaţia : $V = K \cdot I$, în care :

— V este viteza cu care se deplasează apa prin porii rocii considerate, în cm/s ;

— K — coeficientul de filtrare (coeficientul lui Darcy) ; reprezintă viteza cu care apa traversează o secţiune de 1 cm², sub o presiune (gradient hidraulic) egală cu 1 ; are dimensiunile unei viteze şi în sistemul C.G.S. se exprimă în cm/s ; depinde de viscozitatea μ şi de greutatea specifică δa ale apei , de mărimea şi frecvenţa porilor (porozitatea n), de suprafaţa granulelor pe care se freacă apa (diametrul granulelor d) ; aceşti factori pot fi cuprinşi într-un coeficient k cu valoarea $k = d^2 \cdot f(n)$ şi coeficientul de fluiditate : $\frac{\delta a}{\mu}$, de unde rezultă că $K = k \cdot \frac{\delta a}{\mu}$; raportul $\frac{K\mu}{\delta a} = k$ reprezintă coeficientul de permeabilitate intrinsecă (coeficient de permeabilitate), are dimensiunile unei suprafeţe şi se exprimă în cm² ; unitatea lui de măsură este darcy-ul (D), frecvent utilizat fiind subunitatea acestuia, milidarcy-ul (mD) ; un darcy este permeabilitatea unui sistem prin care un fluid cu viscozitate de 1 centipoise se deplasează cu un flux de 1 cm³/s, printr-o secţiune de 1 cm², sub o presiune de 1 atmosferă, adică :

$$1 \text{ darcy} = \frac{1 \text{ centipoise} \cdot 1 \text{ cm}^3/\text{s}}{1 \text{ atm.} \cdot 1 \text{ cm}^2} ;$$

la temperatura de 20°C pentru o apă nemineralizată 1 darcy = 10^{-3}cm²/s, o valoare destul de mică, care pentru necesitățile practice de hidrogeologie carstică nu influențează prea mult și ca urmare coeficientul de permeabilitate poate fi echivalent cu cel de infiltrare ;

— gradientul hidraulic se exprimă prin raportul $\frac{h}{l}$ în care h este înălțimea de la care curge apa, iar l lungimea drumului parcurs.

Exprimînd relația lui Darcy prin debit, se obține :

$$Q = K \cdot S \cdot I \cdot \frac{h}{l} \; ; \quad K = \frac{Q}{S \cdot I}$$

Pentru terenurile permeabile prin fisuri cu pereți paraleli, curgerea în regim laminar poate fi reprezentată printr-o formulă asemănătoare celei dată de Poiseuille pentru curgerea laminară prin tuburi închise. Viteza $V = \frac{I \cdot d^2 \cdot \delta a}{12\ \mu}$, în care d este distanța dintre pereții fisurilor.

Curgerea turbulentă. Indiferent de zona hidrogeologică, rocile carbonatice au fisuri, cavități numeroase și largi. Curgerea apei are, în general, caracter turbulent și depinde de morfologia golurilor și de orientarea lor. Mișcarea apei se face cu viteze mari, în mod liber sau sub presiune.

Curgerea liberă este asemănătoare curgerii apei pe rîuri și canale deschise și se exprimă prin ecuația dată de Chézy (1875); $V = C\sqrt{R \cdot I}$, în care : V este viteza de curgere a apei, în m/s ; R, raza hidraulică $= \frac{S(\text{secțiunea de scurgere})}{P(\text{perimetrul udat})}$; C, coeficientul empiric, legat de rugozitatea fisurilor ; I, gradientul hidraulic.

Krasnopolski a înlocuit expresia $C\sqrt{R}$ cu valoarea K_t (coeficient de curgere turbulentă) și a exprimat viteza prin relația : $V = K_t \cdot I^{1/2}$.

Curgerea sub presiune este foarte complicată, deoarece canalele acvifere au variații în diametru și schimbări de direcție, ceea ce conduce la pierderi de sarcină greu de calculat și la schimbarea vitezei de curgere de la un loc la altul.

Numărul lui Reynolds. În porii, fisurile și golurile suprasaturate, dacă viteza de curgere este mică, mișcarea apei este liniștită, șuvițele de apă descriu trasee paralele între ele, curgerea este laminară. Dacă mișcarea apei se intensifică, regimul laminar se menține pînă la o anumită viteză, numită viteză critică superioară, deasupra

căreia se instalează regimul turbulent, în care apa se mişcă neuniform în spaţiu şi timp, cu vîrtejuri. Scăzînd viteza de curgere de la o anumită viteză (viteza critică inferioră), regimul laminar reapare. Între cele două viteze (critică inferioară şi critică superioară) mişcarea apei poate fi laminară sau turbulentă.

În canalele carstice, ca şi în tuburi, viteza critică (V crit) este legată de numărul lui Reynolds (Re). Astfel, $V_{crit.} = \frac{Re}{d} \cdot \frac{\mu}{\delta_a}$, în care: Re este numărul lui Reynolds $= \frac{V_{crit} \cdot d \cdot \delta_a}{\mu}$; d, diametrul canalului, în cm; $\frac{\mu}{\delta_a}$, coeficientul de viscozitate a apei; μ, viscozitatea lichidului, în poise; δ_a, greutarea specifică a apei, în g/cm³.

Valoarea numărului lui Reynolds variază în funcţie de netezimea porilor, fisurilor şi canalelor. În canale fără asperităţi regimul laminar se caracterizează prin $Re < 2\,300$, iar cel turbulent prin $Re > 2\,300$. În canalele rugoase şi cu secţiune variabilă valoarea lui $Re = 540-600$.

VIII.9.5. **Proprietăţile fizico-chimice**

Proprietăţile fizico-chimice depind de compoziţia chimică a rocilor magazin, de adîncimea de pătrundere şi de posibilităţile de circulaţie a apelor în zăcămînt.

Proprietăţile fizice determinate în mod curent sînt: temperatura, transparenţa, conductibilitatea electrică, radioactivitatea, mirosul şi gustul. Ne vom opri asupra celor caracteristice apelor carstice.

Apele cantonate în rocile carbonatice sînt în general reci şi au temperatura cuprinsă între 7 şi 10°C. Temperatura lor T(în °C) se determină direct, la izvor, în puţuri şi foraje folosind termometre adecvate sau prin calcul, utilizînd relaţia: $T = T_0 + \frac{H - h}{g}$, în care: T_0 este temperatura medie a atmosferei, în °C; H, adîncimea de zăcămînt a apelor, în m; h, adîncimea păturii cu temperatură constantă, în m; g, valoarea treptei geotermice, în m.

Temperatura influenţează compoziţia chimică a apei, solubilitatea sărurilor de Ca şi Mg scăzînd cu creşterea temperaturii. Aşa se explică de ce apele reci din masivele calcaroase au duritate mare, iar cele termale (cantonate tot în calcare) au concentraţia mai mică în elemente alcalino-pămîntoase (exemplu termele de la Oradea).

În ceea ce priveşte transparenţa, apele carstice sînt limpezi.

Scanned with OKEN Scanner

Această proprietate se schimbă însă brusc după ploi torențiale, deoarece permeabilitatea (în mare) rocilor carbonatice nu permite o bună filtrare a apelor, ceea ce impune măsuri de îmbunătățire a calității înainte de a fi date în consum.

Apele de carst sînt, în general, incolore, dar în strate groase acestea prezintă tonuri albăstrui-verzui, datorită concentrației în ioni de Ca^{++} și Mg^{++}.

Conductibilitatea electrică este una dintre proprietățile importante ale apelor și depinde de calitatea sărurilor dizolvate. Se determină prin măsurarea rezistivității electrice cu dispozitive speciale (fig. 34).

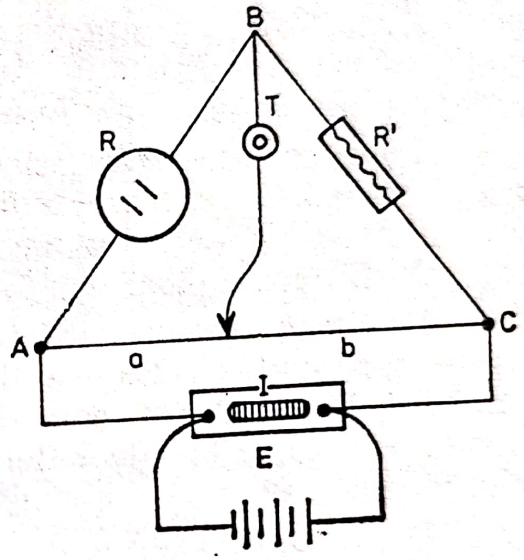


Fig. 34. — Dispozitiv Kohlrausch pentru măsurarea rezistivității apelor. *E*, acumulator; *I*, bobină de inducție; *R*, cuvă cu apă de rezistență necunoscută; *R*, rezistență cunoscută.

Proprietățile chimice ale apelor sînt date de elementele substanțelor în soluție, obținute prin atacul chimic asupra rocilor. Acest fenomen, foarte complex, se datorește în primul rînd acizilor carbonic, nitric, nitros, tanic, formic, acetic, oxalic etc.

Analizele chimice pe probe de apă provenite din rocile carbonatice au pus în evidență prezența gazelor, a sărurilor sub formă de ioni și coloizi și a unor suspensii corpusculare: substanțe solide nedizolvate, microorganisme animale și vegetale.

Gazele frecvent întîlnite sînt: bioxidul de carbon, oxigenul, azotul, metanul, hidrogenul sulfurat. Ele sînt luate din atmosferă și din fisurile rocilor și se află în stare liberă sau dizolvate. Cantitatea de gaze dizolvate depinde de temperatură, presiune și conținutul în săruri ale apei. În general, cantitatea de gaze scade cu creșterea temperaturii și salinității și crește cu presiunea.

Scanned with OKEN Scanner

Ionii, cu importanţă în determinarea însuşirilor chimice ale apelor din rocile carbonatice, pot fi separaţi în două grupe mari, şi anume :

— anioni : Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^-, NO_2^- (radicalii acizilor puternici); HCO_3^-, CO_3^- (radicalii acizilor slabi); Br^-, I^-, S^{2-} etc. ;

— cationi : Na^+, K^+ (alcalini); Ca^{2+}, Mg^{2+} (alcalino-pămîntoşi); Fe^{2+}, Mn^{2+}, Al^{3+}, Co^{2+}, Ni^{2+}, Zn^{2+} etc.

Ionii existenţi în apele subterane au importanţă practică deosebită. Calitatea şi cantitatea lor determină în ultimă instanţă posibilităţile de utilizare a apelor în alimentaţie, industrie, agricultură etc.

Utilizarea apelor carstice în alimentarea populaţiei cere din partea acestora o compoziţie chimică foarte variată calitativ şi un conţinut relativ scăzut în săruri. Aceste condiţii conferă apelor calităţi potabile din cele mai bune.

Folosirea apelor carstice în cazanele cu aburi implică cunoaşterea durităţii, spre a preveni depunerea pietrei pe pereţii acestora, fapt ce determină creşterea consumului de combustibil şi posibilitatea explodării cazanelor.

Duritatea este o caracteristică a apelor subterane cantonate în rocile carbonatice. Ea se datorează prezenţei bicarbonaţilor de calciu şi de magneziu, care dau duritatea temporară, sulfaţilor, clorurilor şi azotaţilor de calciu şi de magneziu, care dau duritatea permanentă. Suma celor două durităţi dă duritatea totală.

Duritatea apelor se determină uşor, luînd în consideraţie cantitatea de ioni de Ca^{2+}, Mg^{2+} şi HCO_3^- exprimată în miligrame echivalente. Un miligram echivalent duritate este egal cu 2,8° germane — gradaţie standardizată la noi în ţară — şi corespunde unui conţinut de 20,04 mg/l Ca^{2+} şi 12,16 mg/l Mg^{2+}.

Duritatea totală rezultă din suma miligramelor echivalente de Ca^{2+} şi Mg^{2+} înmulţită cu 2,8 (echivalentul unui miligram duritate), adică duritatea totală (mval/l Ca^{2+} + mval/l Mg^{2+}) · 2,8°.

Pentru determinarea durităţii temporare se procedează astfel :

— dacă $\Sigma\ Ca^{2+} + Mg^{2+} \leqslant \Sigma\ HCO_3^-$, duritatea temporară este egală cu duritatea totală ; duritatea permanentă lipseşte ;

— dacă $\Sigma\ Ca^{2} + Mg^{2+} > \Sigma\ HCO_3^-$, duritatea temporară este mai mică decît duritatea totală şi egală cu $\Sigma\ HCO_3^- \cdot 2{,}8°$.

Duritatea permanentă se află efectuînd diferenţa dintre duritatea totală şi cea temporară.

Dedurizarea apelor se realizează pe scară industrială cu ajutorul permutiţilor, zeoliţi artificiali obţinuţi prin arderea în cuptoare speciale a unui amestec de caolin, nisip şi carbonat de sodiu. Acest

Scanned with OKEN Scanner

Fig. 1. — Dolomit primar, kimmeridgian, Dobrogea de sud ; × 40.

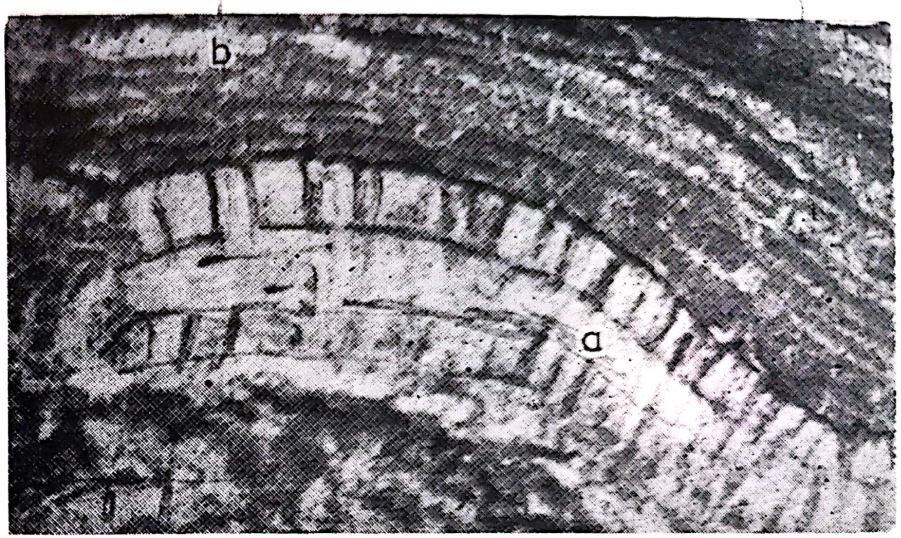
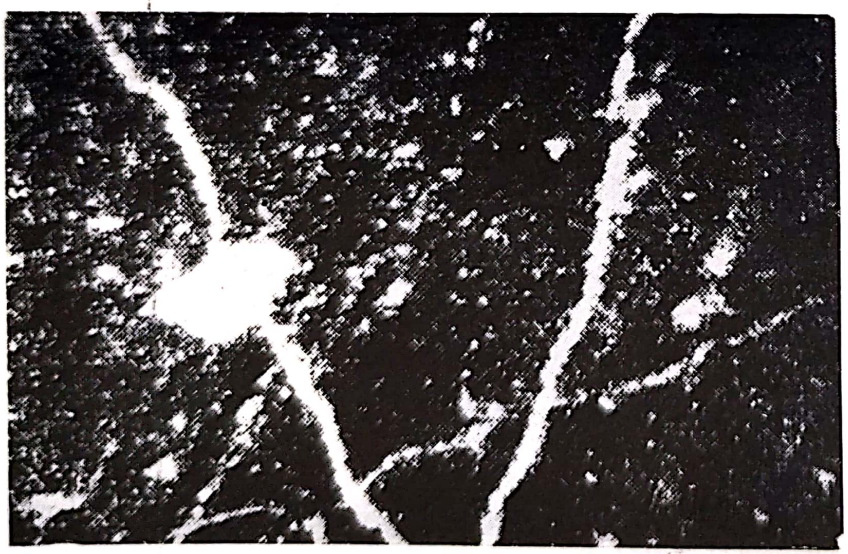


Fig. 2. — Aragonit, dispunere columnară, radiară ; × 40 ; *a*, aragonit ; *b*, calcit.



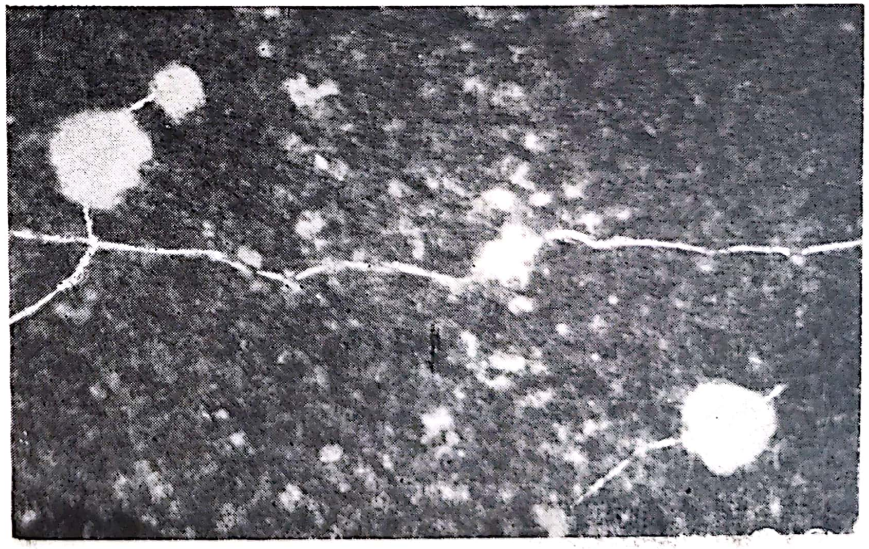


Fig. 3 și 4. — Calcare cu pori izolați, interconectați prin fisuri, cretacic inferior, Platforma Moesică ; × 40.

Scanned with OKEN Scanner

Fig. 1. — Calcar microcristalin (micrit) cu porozitate vizibilă macroscopic, în șlifuri, cretacic inferior, Platforma Moesică ; 1/1.

Fig. 2. — Calcarenit, cretacic inferior, Platforma Moesică, porozitate primară intergranulară (spațiile albe) ; × 40.

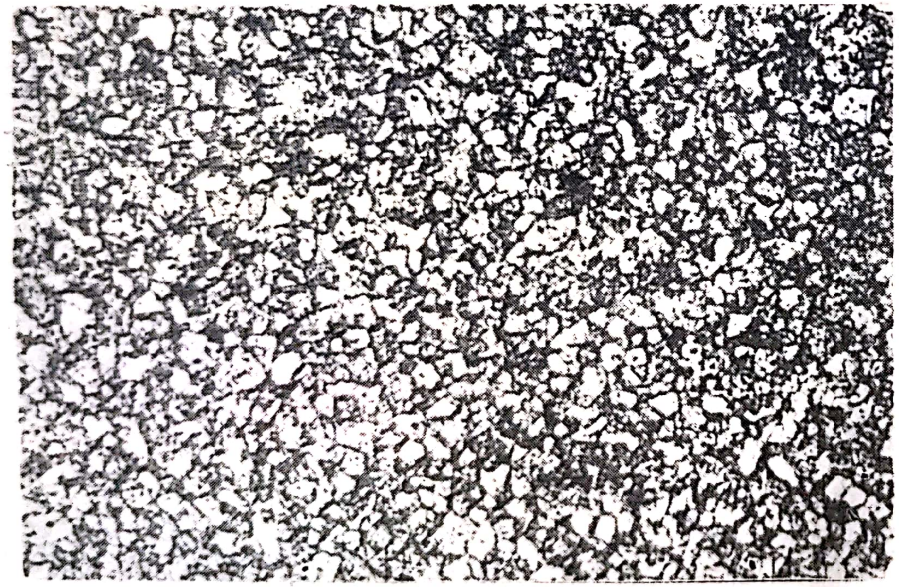


Fig. 3. — Calcar cretacic, porozitate primară intercristalină (spațiile negre) ; × 40.

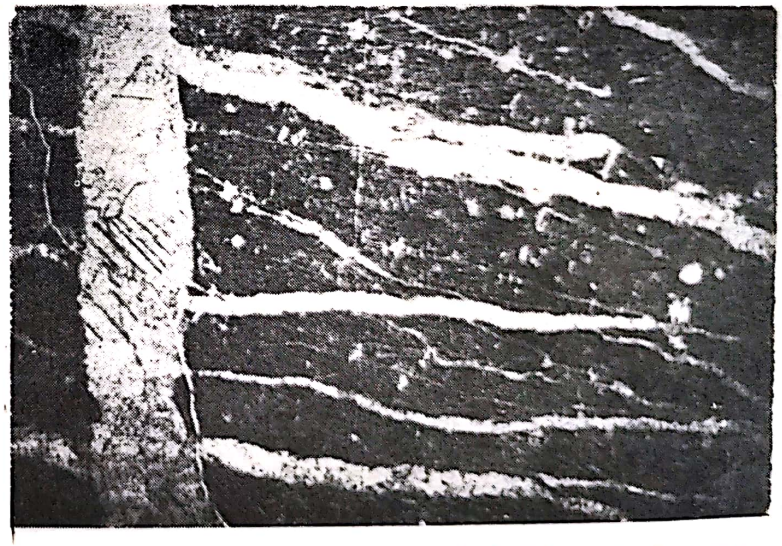


Fig. 4. — Calcar microcristalin (micrit), cretacic superior, Platforma Moesică, porozitate fisurală ; × 20.

Scanned with OKEN Scanner

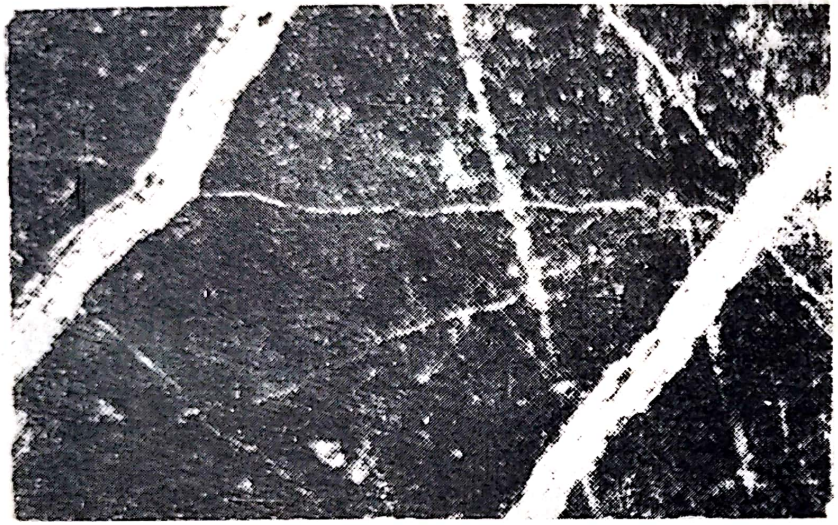


Fig. 1. — Calcar criptocristalin (micrit), cretacic inferior, Platforma Moesică, porozitate fisurală ; × 40.

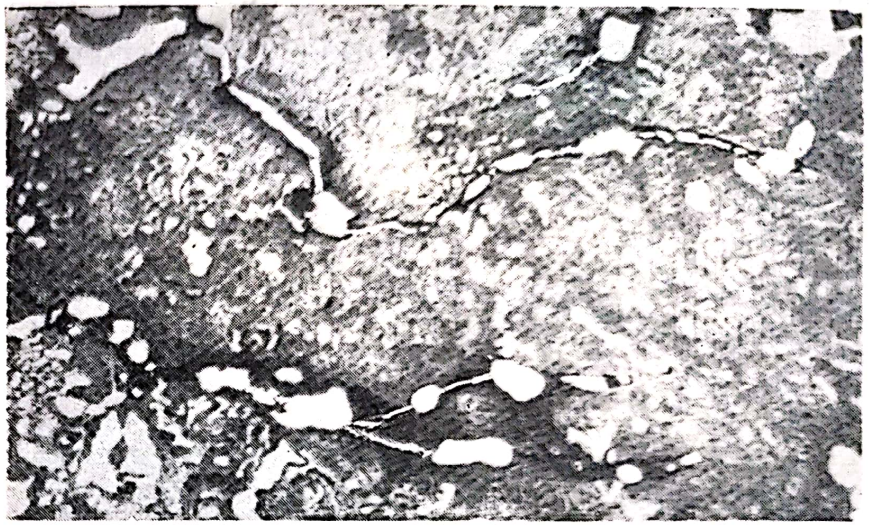


Fig. 2. — Calcar microcristalin (micrit) cu porozitate mixtă (din *Atlasul rocilor carbonatice*, 1969).

Fig. 3. — Calcar macrocristalin (sparit), porozitate primară intercristalină (*a*) (din *Atlasul rocilor carbonatice*, 1969).

Fig. 4. — Calcar microcristalin (micrit), tithonic superior, Platforma Moesică ; × 80.

Scanned with OKEN Scanner

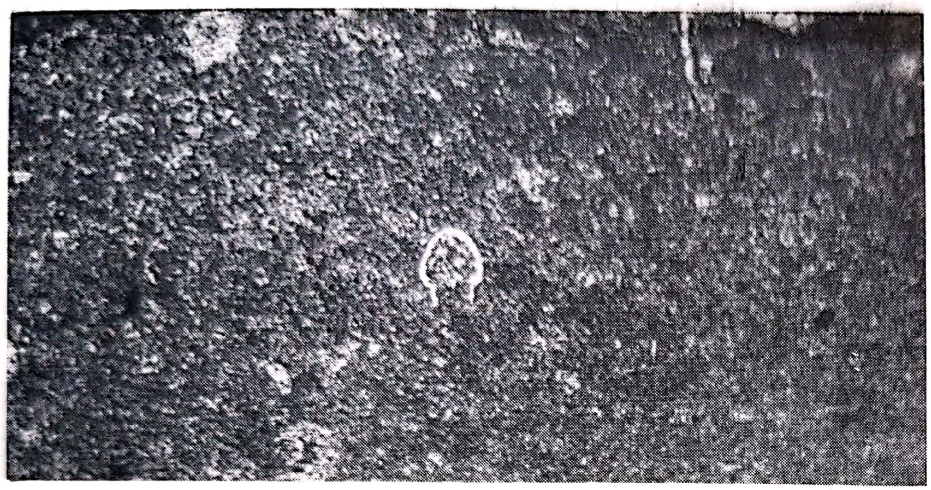


Fig. 1. — Calcar microcristalin (micrit) cu *Calpionella*, tithonic superior, Platforma Moesică ; × 80.

Fig. 2. — Calcar biomicritic cu microfilamente, callovian superior — oxfordian inferior, Platforma Moesică ; × 80.

Fig. 3. — Calcar mezocristalin (sparitic), cretacic inferior, Platforma Moesică ; × 50.

Fig. 4. — Calcar peletal (pelsparit), cretacic inferior, Platforma Moesică ; × 50.

Scanned with OKEN Scanner

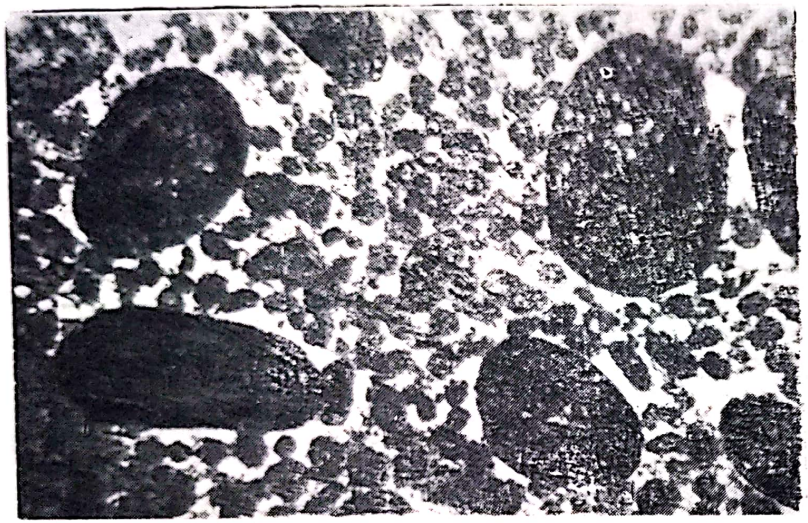


Fig. 1. — Calcar pelsparitic cu *Favreina*, cretacic inferior, Platforma Moesică ; × 50.

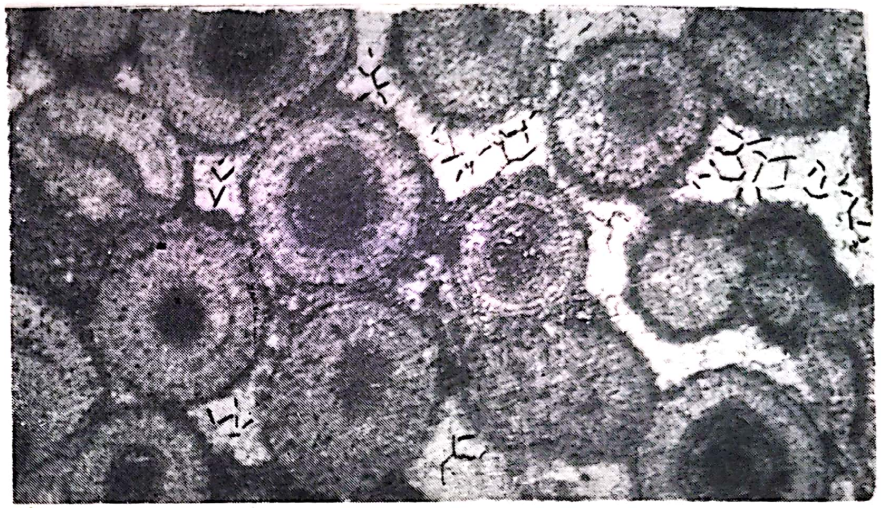


Fig. 2. — Calcar oosparitic, cretacic inferior, Platforma Moesică ; × 50.

Fig. 3. — Calcar cu oolite superficiale (oolite incipiente), tithonic, Platforma Moesică ; × 50.

Fig. 4. — Calcar intrasparitic, cretacic inferior, Platforma Moesică ; × 50.

Scanned with OKEN Scanner

Fig. 1. — Calcar intrasparitic, cretacic inferior, Platforma Moesică ; × 50.

Fig. 2. — Calcar scheletal (biolitit), tithonic, Platforma Moesică ; × 50.

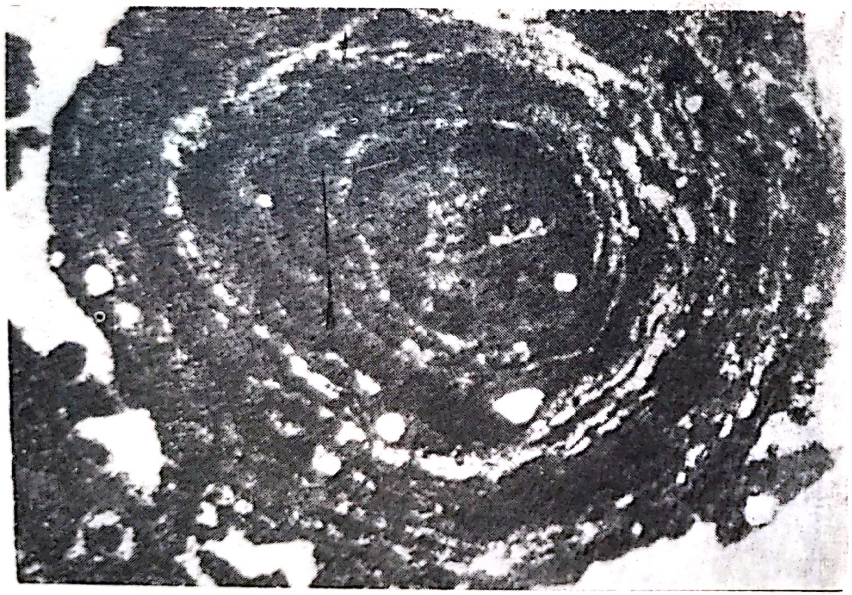


Fig. 3. — Calcar algal cu microoncolite (detaliu), tithonic, Platforma Moesică ; ×50.

Fig. 4. — Calcar algal afectat de dolomitizare incipientă ; ×50.

Scanned with OKEN Scanner

Fig. 1. — Calcarenit, strate de Sinaia superioare, hauterivian superior — barremian, valea Prahovei ; × 50.

Fig. 2. — Dolomit microcristalin (dolomicrit), tithonic, Platforma Moesică ; × 20.

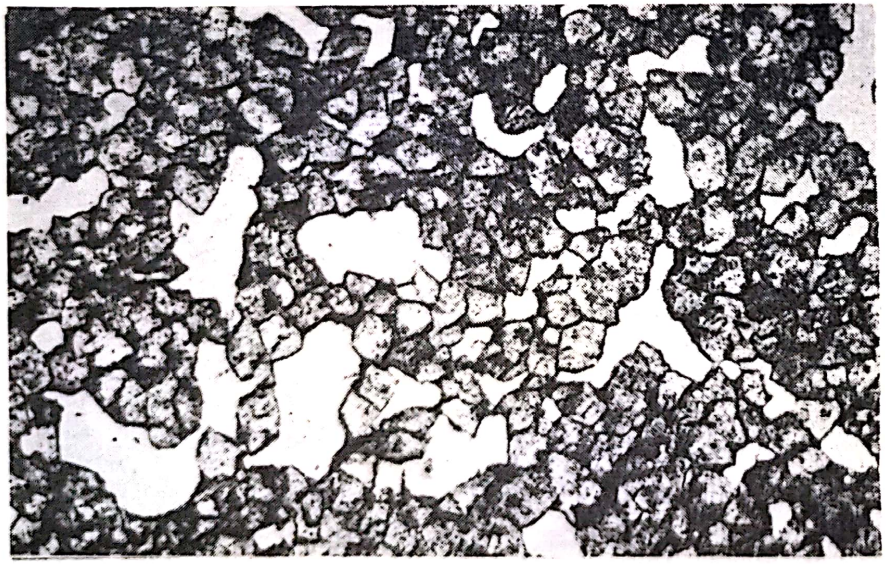


Fig. 3. — Dolomit mezocristalin, tithonic, Platforma Moesică ; × 100.

Fig. 4. — Calcar peletal, cretacic inferior, Platforma Moesică, porozitate primară ; × 40.

Scanned with OKEN Scanner

Fig. 1. — Calcar organogen, Platforma Moesică. Petele albe reprezintă spații poroase în cavitățile microfosilelor ; × 40.

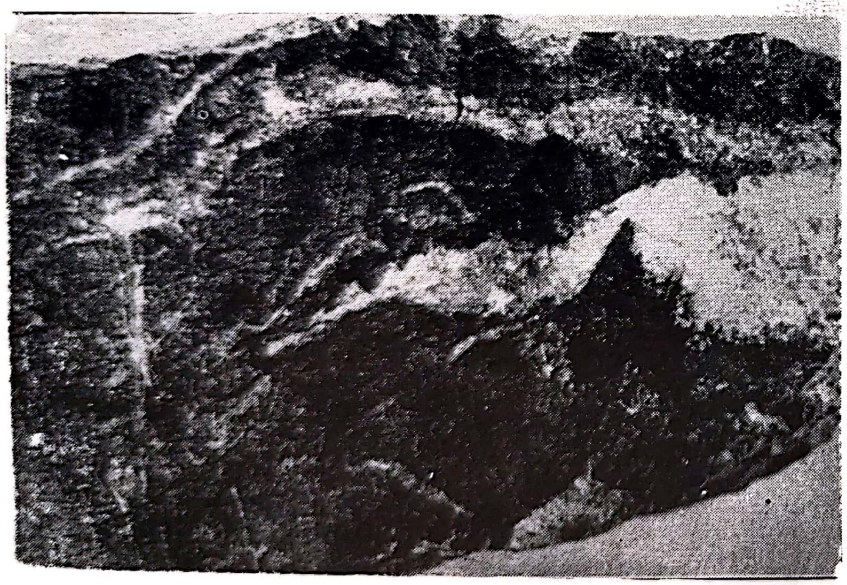


Fig. 3. — Calcar microcristalin (micrit), jurasic superior, Platforma Moesică, fisuri diagenetice ; 1/1.

Fig. 2. — Calcar dolomitizat, jurasic superior, Dobrogea de sud, pori intercristalini ; × 40.

Fig. 4. — Calcar microcristalin (micrit), cretacic inferior ; ilustrarea vîrstei relative a fisurilor ; × 15.

Scanned with OKEN Scanner

produs industrial are proprietatea de a schimba sodiul din compoziția lor cu calciul din apele subterane, forțate să treacă printr-un filtru cu permutiți. Cînd permutiții dau semne de îmbătrînire pot fi regenerați prin tratarea lor cu o soluție de 5—10 % NaCl .

VIII. 10. Rocile carbonatice sedimentare și carstul

Sub acțiunea apei ca dizolvant și agent de transport și a variațiilor de temperatură, pe rocile carbonatice se dezvoltă două tipuri de relief : relief carstic și relief calcaros.

Relieful carstic este determinat (Sokolov, 1962 ; Bleahu, 1974) de existența simultană a patru factori : prezența rocilor solubile (calcare, dolomite), permeabilitatea lor, apa ca dizolvant, posibilitățile de circulație a apei prin roci.

În ceea ce privește rocile solubile (condiția de bază a carstificării), menționăm că relieful carstic este caracteristic rocilor carbonatice, în care carbonații de calciu și de magneziu trebuie să fie în proporție de peste 90 %. Caracterul carstului și viteza de carstificare sînt condiționate însă de grosimea rocilor solubile (majoritatea fenomenelor carstice se dezvoltă în adîncime, la limita cu rocile impermeabile) și de modul de dispunere a lor în zăcămînt (poziția în pantă a stratelor este mai favorabilă carstificării decît cea orizontală sau verticală).

Relieful carstic se caracterizează prin forme de suprafață (lapiezuri, doline, uvalasuri, văi oarbe, ponoare, avene, poduri naturale, chei) și de adîncime (peșteri și canale subterane). La acestea se adaugă izvoarele carstice, al căror debit variabil poate ajunge la noi în țară la cîțiva metri cubi pe secundă.

Reliefuri carstice se întîlnesc în toate unitățile structurale ale țării. Renumite prin varietatea formelor și frumusețea lor sînt fenomenele carstice din Munții Apuseni (Bihor, Pădurea Craiului, Codru-Moma), Platoul și Munții Mehedinți, Munții Bucegi — Piatra Craiului etc.

Relieful calcaros se întîlnește în regiunile în care nu sînt îndeplinite exemplar condițiile menționate pentru relieful carstic. Formele sale sînt variate și au aspectul general de țancuri și turnuri ruinate. Ele provin din acțiunea combinată a coroziunii, eroziunii fluviatile, variațiilor de temperatură etc.

VIII.10.1. Carstul ca posibilităţi de alimentare cu apă

Alimentarea cu apă a centrelor populate şi industriale este preocuparea principală a cercetărilor hidrogeologice, deoarece ridicarea nivelului de civilizaţie, creşterea populaţiei şi dezvoltarea industriei reclamă cantităţi de apă sporite şi în acelaşi timp de bună calitate. Cum sursele de apă cantonate în depozitele aluvionare şi cele din rîuri se dovedesc de pe acum a fi nesatisfăcătoare, atenţia se îndreaptă în prezent spre rocile carbonatice şi în special asupra regiunilor carstice.

Lipsite de apă la suprafaţă, regiunile carstice s-au dovedit a fi foarte bogate în ape la adîncimi. Cercetările speologice (Bleahu, 1974) au dovedit că rocile carbonatice sînt străbătute de numeroase fisuri şi goluri carstice în care se infiltrează precipitaţii şi se formează apă prin condensare alcătuind adevărate rîuri subterane care apar la zi în izvoare cu debite foarte mari (exemplu, izvoarele Cernei 3 m^3/s ; izvoarele rîului Izvarna = 2 m^3/s etc.). Ca urmare a acestui fapt, numeroase izvoare carstice au şi fost captate. Dintre acestea menţionăm : izvorul Caraiman, izvorul Urlătoarea şi Jepilor = 400 l/s, captate pentru oraşul Buşteni ; izvorul Domnilor cu un debit de 300 l/s, captat pentru localitatea Zărneşti ; izvoarele Izvarna cu debit de 2 m^3/s, captate pentru oraşul Craiova ; izvorul Runcu—Gorj cu debit de 100 l/s, captat pentru oraşul Tîrgu Jiu etc.

O menţiune specială se acordă apelor subterane cantonate în calcarele jurasice şi cretacice de la Dorobanţu care, prin foraje, dau peste 100 000 m^3/zi apă potabilă pentru alimentarea oraşelor Constanţa şi Eforie.

Unele izvoare minerale, reci sau termale, au apă de carst. Aşa sînt izvoarele minerale de la Borsec şi Bilbor, cantonate în calcare cristaline carstificate. Apele minerale de la Oradea şi Băile Herculane provin de asemenea din calcare etc.

VIII.10.2. Carstul şi lucrările agrosilvice

Zonele calcaroase se prezintă în general sub formă de platouri, separate de văi adînci, cu versanţi abrupţi sau în pantă domoală, în funcţie de structura geologică. Prin dizolvarea rocilor carbonatice rămîne totdeauna un reziduu argilos roşu care formează solul. Acesta este mai gros în zonele depresionare (doline) şi dă posibilitatea dezvoltării vegetaţiei ierboase sau arborescente. În trecut, toate zonele

calcaroase erau acoperite cu păduri. Creşterea populaţiei a determinat defrişarea zonelor de platou pentru păşunat şi terenuri arabile, fenomen care se constată şi în prezent. Solul de pădure format pe calcare este prielnic dezvoltării vegetaţiei ierboase şi culturilor, deoarece este bogat în ioni de calciu şi magneziu care absorb umiditatea din atmosferă (noaptea) sau din precipitaţii şi o reţin timp mai îndelungat decît solurile nisipoase.

Versanţii văilor săpate în calcare şi unele masive muntoase din lanţul carpatic sînt încă acoperite cu păduri pînă în apropiere de vîrf. Defrişarea lor integrală, chiar cu replantarea imediată, ar constitui o acţiune nechibzuită, deoarece solul nu este suficient de gros şi poate fi spălat în timp scurt de către apele de şiroire. În scurt timp zonele muntoase calcaroase s-ar transforma în adevărate pustiuri de piatră.

Existenţa pădurilor în regiunile calcaroase favorizează producerea precipitaţiilor şi infiltrarea lor în profunzime, apariţia apei în izvoare puternice, situate de obicei la periferia rocilor carstificate, folosirea apei în diverse scopuri.

VIII.10.3. Carstul şi exploatările miniere

Carstul şi exploatările miniere sînt în strînsă interdependenţă, deoarece rocile calcaroase conţin importante zăcăminte de substanţe minerale utile, cum sînt bauxitele din Pădurea Craiului, zăcămintele de sulfuri complexe de la Moldova Nouă, skarnele de la Dognecea, sau acoperă zăcăminte de minereuri, cum este cazul zăcămîntului de fier de la Palazu Mare, acoperit de o placă de calcare jurasic-cretacice foarte groasă, saturată cu apă.

Exploatarea zăcămintelor de substanţe minerale utile situate sub nivelul de eroziune, unde rocile carstificate sînt saturate cu apă, ridică probleme foarte complicate. Venirile de apă sînt continue şi cu debit mare, ceea ce impune sistarea lucrărilor pînă la epuizarea apelor prin pompare. Uneori, datorită exploziilor, fisurile în calcare se lărgesc şi, în scurt timp, marile grote şi canale umplute cu apă se golesc, determinînd inundarea completă a galeriilor miniere, cu efecte catastrofale. Alteori, venirile de apă sînt atît de puternice încît, la nivelul tehnicii actuale, exploatarea substanţei utile nu este eficientă.

Scanned with OKEN Scanner

VIII.10.4. Carstul şi lucrările de construcţie

Amplasarea diferitelor construcţii pe calcare şi dolomite este precedată de studii geologice tehnice foarte minuţioase, care au drept scop depistarea golurilor carstice şi, pe cît posibil, ocolirea lor. Cu toate acestea, datorită repartiţiei neuniforme a golurilor şi dezvoltării lor continue prin procese de dizolvare şi prăbuşire, amplasarea construcţiilor grele pe roci carstice sau carstificate nu este indicată. Literatura de specialitate consemnează numeroase schimbări de trasee pentru căi ferate, drumuri strategice, construcţii părăsite datorită instabilităţii terenurilor calcaroase. La noi în ţară poate fi dat ca exemplu sanatoriul Marila, amplasat în extremitatea sudică a platoului Brădet, constituit din calcare tithonic-barremiene, carstificate. Construcţia prezintă fisuri apărute numai după cîţiva ani de exploatare, ca urmare a cedării tavanului unor goluri carstice.

VIII.10.5. Carstul şi amenajările hidrotehnice

Carstul şi amenajările hidrotehnice sînt două noţiuni care se exclud reciproc, deoarece amenajarea construcţiilor hidrotehnice în regiunile calcaroase este extrem de dificilă şi costisitoare. Amplasarea barajelor şi a lacurilor de acumulare pe calcare, cu toate măsurile de rigoare nu este indicată, întrucît pierderile de apă pe conturul barajelor şi în văile vecine sînt inevitabile. Se citează adesea, ca exemplu, barajul Maria Cristina (Spania), înalt de 30 m, cu capacitatea de 28 milioane m^3 apă, care nu reţine decît 4 milioane m^3 apă pe 12 m înălţime. Majoritatea apei se pierde pe fisurile calcarelor în care este ancastrat barajul. La noi în ţară, ca exemplu serveşte barajul de la Scropoasa, construit pe calcare tithonice, cu infiltraţii de contur.

VIII.10.6. Carstul şi turismul

Relieful format pe rocile carbonatice, îndeosebi calcare şi dolomite, este unul dintre cele mai variate şi mai atrăgătoare fenomene de dizolvare şi eroziune, dînd o notă de frumuseţe „inedită" peisajului calcaros. Acesta este miracolul care atrage foarte mulţi vizitatori în zonele carstice şi care duce la dezvoltarea turismului.

În ţara noastră zone carstice de un pitoresc deosebit se întîlnesc în :

— Munţii Pădurea Craiului, care reprezintă terminaţia nord-vestică a Munţilor Apuseni ; aceştia se prezintă sub formă de platouri

cu slabă energie de relief, separate prin văi adînci cu aspect de canioane. Relieful carstic este format pe calcare și dolomite triasice, jurasice și cretacice, ce alternează cu conglomerate, gresii și șisturi argiloase. Carstul a apărut și s-a dezvoltat în mai multe perioade de carstificare astfel : triasic superior, jurasic superior-cretacic inferior, cretacic mediu și neozoic superior, aceasta din urmă fiind cea mai importantă perioadă de carstificare, deoarece în timpul ei s-a ridicat în masă întreaga zonă muntoasă.

Formele de manifestare a carstului în Munții Pădurea Craiului sînt dolinele (pe platourile Zece Hotare, Preguz etc.), cheile (Vida, Roșia, Lazuri), văile oarbe, ponoarele, captările carstice (Runcușor — Toplicioara), peșterile (Vîntului — Șuncuiuș, Bonchii—Roșia-Sopote în calcare triasice ; Meziad, Vadu Crișului, în calcare cretacice).

— Munții Bihor sînt constituiți din aceleași roci carstificabile întîlnite în Munții Pădurea Craiului. Formele carstice prin dimensiunile lor sînt însă cu totul remarcabile. În Bihorul de nord se evidențiază platourile Padiș și Lumea Pierdută, ciuruite de doline și ponoare, cîmpurile de lapiezuri, cheile Galbenii și Someșului Cald, peșterile Cetățile Ponorului, Groapa de la Barza, Ghețarul de la Scărișoara, Pojarul Poliței etc., care constituie tot atîtea puncte turistice interesante ce fac din Munții Bihor cea mai valoroasă zonă turistică din țară.

— Munții Codru-Moma, constituiți predominant din calcare și dolomite triasice, se remarcă, carstic, prin platoul Vașcău, zonă calcaroasă cu numeroase doline, uvale, lapiezuri. La marginea acestui platou se află izvorul intermitent Călugări și peștera Cîmpenească.

— Munții Banatului prezintă fenomene carstice în depozitele jurasice-cretacice din zonele Reșița — Moldova Nouă și Sirinia. Se remarcă prin frumusețea lor cheile Carașova, Nerei, Gîrlиștei și Minișului, peșterile Comarnic, Buhui, Gura Ponicovei, Popovăț și Țolosul, precum și avenul Poiana Gropii, cel mai adînc din țară.

— Munții Cernei sînt atrăgători prin valea rîului Cerna și cheile Corcovei, prin peșterile Adam, Hoților și Despicătura din incinta stațiunii Băile Herculane.

În Platoul și Munții Mehedinți sînt caracteristice dolinele, ponoarele, lapiezurile, podul natural de la Ponoare, precum și peșterile Topolnița, Isverna, Bulba și Cloșani.

— În Munții Sebeșului se remarcă zona carstică cuprinsă între Cioclovina și Baru Mare. Sînt binecunoscute peșterile Poniciori, Cioclovina și Șura Mare. La acestea se adaugă formele carstice de suprafață : doline, uvale, avene etc., elemente care fac din această zonă una dintre cele mai interesante din regiune.

Scanned with OKEN Scanner

Pe rama Depresiunii Getice se cunosc calcare jurasic-cretacice, în care sînt săpate văi adînci, peşteri şi canale subterane, cum sînt : Cheile Tismanei cu Peştera Mînăstirii Tismanei ; Cheile Runcului cu Peştera Gîrla Vacii ; Cheile Galbenului cu Peştera Muierilor, Cheile Olteţului cu Peştera Polovragi, Cheile Olăneşti cu peşterile Arnăuţilor şi Comarnicilor.

În masivele Piatra Craiului — Bucegi, prezenţa calcarelor jurasic-cretacice a favorizat dezvoltarea carstului prin formarea cheilor şi peşterilor Dîmbovicioarei, Ialomiţei şi Ialomicioarei.

În Munţii Hăşmaş fenomenele carstice sînt dezvoltate pe dolomite triasice şi calcare recifale jurasic-cretacice. Se impun prin măreţia lor Cheile Bicazului cu stînca Piatra Altarului, cheile Bicăjelului, Lapoşului şi Şugăului.

— Munţii Rodnei prezintă Peştera Tăuşoarei, situată la izvoarele Someşului Mare şi săpată în calcare eocene.

Peisajul carstic şi peşterile amintite constituie puncte de atracţie pentru turişti, impunînd păstrarea şi amenajarea lor, în vederea valorificării patrimoniului carstic-speologic din ţară.

VIII.11. Cercetarea apelor cantonate în rocile carbonatice

Cercetarea apelor din rocile carbonatice are ca scop identificarea hidrostructurilor şi valorificarea apelor subterane în scopuri practice. Studiul apelor subterane carstice se desfăşoară în trei etape : etapa preliminară, etapa de prospectare şi etapa de explorare.

În etapa preliminară se consultă materialul documentar existent, publicat sau din arhive, în legătură cu climatologia, hidrogeologia, hidrologia şi geologia regiunii. Dacă materialul documentar nu este satisfăcător, se fac investigaţii sumare şi pe teren. Scopul acestui studiu este întrevederea posibilităţii existenţei unor structuri hidrogeologice şi oportunitatea cercetărilor de detaliu.

Prospecţiunea hidrogeologică se execută prin cercetări de teren, utilizîndu-se metodele clasice, completate cu metode geofizice. Cercetările de teren sînt foarte complexe şi cer o pregătire multilaterală din partea celui care le execută. Concomitent se fac observaţii numeroase şi de detaliu privind condiţiile :

— meteorologice, evidenţiind perioadele cu precipitaţii abundente şi influenţa lor asupra debitului izvoarelor şi compoziţiei chimice a apelor subterane ;

Scanned with OKEN Scanner

— hidrologice, marcînd pe profilul longitudinal al fiecărui rîu debitele măsurate, zonele în care apele de rîu drenează sau alimentează stratele acvifere. Se indică cursurile de apă temporare și perene ;

— hidrotehnice, indicînd lucrările de îndiguire, canalele de aducțiune și influența lor asupra acviferelor ;

— geologice, prin care se urmărește cunoașterea în detaliu a geologiei regiunii, insistînd asupra litologiei și variațiilor de facies, grosimii stratelor acvifere și a pachetelor impermeabile, modul de dispunere a rocilor în zăcămînt și gradul lor de tectonizare (falii, fisuri etc.) ;

— geomorfologice, reliefînd formele carstice de suprafață (doline, văi oarbe, ponoare etc.), care constituie căile principale de pătrundere a apelor de precipitație spre adîncime ;

— hidrogeologice, prin care se conturează structurile acvifere și se marchează punctele de apă. Pentru fiecare emergență se determină debitul și proprietățile fizice ale apei, se iau probe pentru analize chimice de laborator.

Cunoașterea genezei apelor subterane din rocile carbonatice și determinarea vîrstei acestora prezintă deosebită importanță practică. În funcție de aprecierea justă a modului de formare a apelor subterane se realizează captarea judicioasă a surselor de apă și întreținerea lor. Cunoașterea vîrstei apelor, îndeosebi a celor termale, dă posibilitatea exploatării raționale a acestora. În această direcție se fac cercetări minuțioase și interesante, utilizîndu-se izotopii de mediu : deuteriul (^{2}H), oxigenul—18(^{18}O), carbonul—13(^{13}C), tritiul (^{3}H) și carbonul—14(^{14}C).

Explorarea hidrogeologică a rocilor carbonatice se realizează prin cercetări speologice și prin foraje.

Cercetările speologice au drept scop clarificarea problemelor legate de originea apelor carstice, modul de alimentare a carstului cu apă, configurația rețelei hidrografice subterane și geneza ei, circulația apelor în carst.

Explorarea prin foraje se execută atunci cînd rocile carbonatice sînt situate sub nivelul bazei de eroziune, cu scopul de a obține date litologice și structurale suplimentare, determinarea grosimii stratelor acvifere, cunoașterea caracteristicilor de zăcămînt și a chimismului apelor etc.

Captarea apelor din rocile carbonatice se realizează în funcție de condițiile hidrogeologice concrete și obiectivul urmărit : izvor sau strat acvifer.

Captarea izvoarelor carstice se face prin intermediul unor căsuțe de beton ancastrate în rocă. Lucrările trebuie efectuate cu multă atenție pentru a nu se deranja condițiile naturale de zăcămînt.

Scanned with OKEN Scanner

Folosirea explozivilor la săparea fundaţiei nu este indicată; şocurile produse prin detonare conduc adesea la lărgirea fisurilor şi la pierderea izvoarelor.

Captarea stratelor acvifere se execută prin foraje amplasate în zonele puternic fisurate (detectate prin cercetări geofizice) saturate cu apă.

Captarea apelor carstice în diferite scopuri prezintă numeroase avantaje : pe lîngă debitul ridicat, apa izvoarelor carstice iese liberă la zi, iar dacă sursele sînt situate la cote superioare centrelor de distribuţie, aceasta este adusă şi dată în folosinţă prin cădere liberă, cu cheltuieli minime. Avantaje prezintă şi captarea prin foraje : lucrările hidrogeologice săpate în roci carstice nu se echipează cu filtre (dispozitive complicate şi scumpe), iar cele ce străbat strate acvifere captive şi sub presiune dau apă arteziană.

Captarea apelor carstice prezintă şi unele dezavantaje : resurgenţele şi exurgenţele şi resurgenţele mixte, după ploi torenţiale au apă tulbure şi adesea contaminată, fapt ce ridică preţul de cost (prin purificarea apei). Pe de altă parte, apele tratate prin clorinare capătă un miros şi gust neplăcut.

Punctele de tratare şi captare a apelor sînt înconjurate totdeauna de un perimetru de protecţie, în care sînt interzise lucrări menite să contamineze apele cu agenţi patogeni. Mărimea şi forma acestor zone se stabilesc în funcţie de caracteristicile hidrogeologice ale terenurilor în care sînt înmagazinate apele.

Scanned with OKEN Scanner

Capitolul IX

Microtectonica rocilor carbonatice sedimentare

În lucrarea de faţă, microtectonica se referă numai la fisurile şi microfisurile care afectează rocile carbonatice. În acest sens se tratează succint o serie de probleme legate de geneză, clasificare, vîrsta relativă, orientare, distribuţie, frecvenţă şi gradul de deschidere a acestor elemente microtectonice (detalii, Pârvu, 1965; Pârvu şi colab., 1978).

Cunoaşterea microtectonicii are o deosebită importanţă pentru rocile carbonatice utilizate în construcţie şi pentru cele cu calităţi de rocă colector.

Noţiunea de fisurare a fost mult discutată, definiţia ei fiind formulată corect în anul 1965 (Pârvu): fisuri sînt toate planele de discontinuitate mecanică, rareori diagenetică, ce traversează o rocă, un strat sau o serie de strate, la care nu se observă mişcări de alunecare, verticale sau orizontale. Ele rezultă în urma acţiunilor tectonice, din care cauză apar grupate în sisteme de fisurare, legate de condiţiile dinamice de tensiune, compresiune şi forfecare. În cadrul acestei definiţii s-au separat noţiunile de macrofisuri — fisurile ce pot fi observate cu ochiul liber sau cu lupa — şi microfisuri — fisurile foarte fine observate numai la microscop.

Studiul macrofisurilor se face atît în teren (aflorimente), cît şi în laborator, pe probe colectate din teren şi pe probe de carotă. Datele obţinute din prelucrarea măsurătorilor efectuate sînt materializate într-o cartodiagramă cunoscută sub numele de „roza fisurilor" (fig. 35).

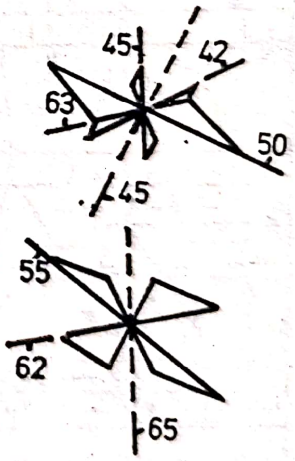


Fig. 35. — Roza fisurilor. Linia întreruptă reprezintă poziţia stratului.

IX.1. Geneza fisurilor

Părerile asupra originii fisurilor şi microfisurilor sînt împărţite: unii, şi cei mai mulţi, susţin originea tectonică, alţii originea diagenetică, iar o a treia grupă admite posibilitatea ambelor căi de formare. Billings (1949)

şi apoi Smehov (1959) deosebesc fisuri tectonice şi netectonice, acestea din urmă fiind rezultatul proceselor de compactizare a rocilor (răcire, pierdere de apă, contractare). La această părere se alătură Kopîstianski (1961),care atribuie formarea fisurilor de strat comprimării interne şi autocomprimării depozitelor în faza diagenetică. După Permeakov (1951), fisurarea rocilor carbonatice se produce în fazele de diageneză şi litificare, fisurile formate fiind preluate de tectonică şi transformate în fisuri tectonice. Ar exista deci o condiţionare reciprocă a factorilor diagenetic şi tectonic. Se consideră însă că factorul tectonic este cauza unică de formare a fisurilor, iar în susţinerea acestei păreri se aduc argumentele : gruparea fisurilor în sisteme cu o orientare preferenţială evidentă ; gruparea fisurilor în sisteme riguros paralele cu tendinţa formării unor sisteme geometrice mai mult sau mai puţin regulate ; înclinarea predominant verticală a fisurilor faţă de stratificaţia rocilor-gazdă ; legătura strînsă dintre orientarea sistemelor principale de fisuri şi direcţia structurilor tectonice. Forţele tectonice care au concurat la formarea fisurilor sînt cele verticale şi tangenţiale. Prima dată s-au format fisurile de strat sau de ordinul II (fisurile dezvoltate în cadrul unui strat), care se pare că se formează selectiv pe seama microfisurilor ce afectează roca. Pe seama fisurilor de strat se formează în continuare şi tot selectiv fisurile de ordinul I, care traversează mai multe strate, iar pe seama fisurilor de ordinul I se formează mai departe fisurile falii (fig. 36).

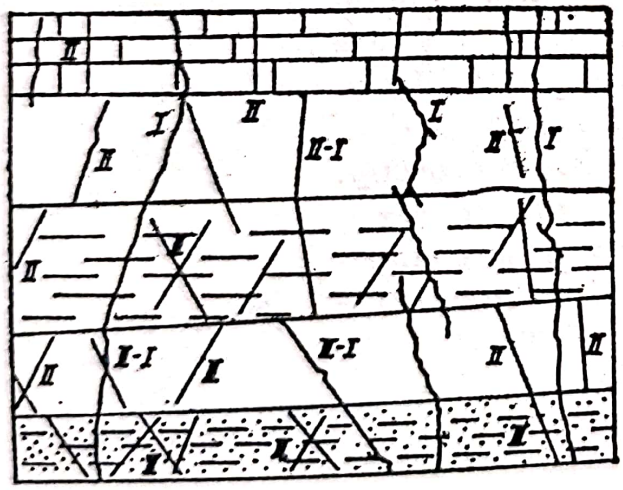


Fig. 36. — Dezvoltarea selectivă a fisurilor.

Rocile carbonatice fiind, de regulă, roci rigide, vor avea faţă de tectonică o comportare aparte, generînd sisteme fisurale complexe şi cu frecvenţă ridicată. Excepţie fac rocile dolomitice primare care, datorită posibilităţii cristalelor de a aluneca pe planele de clivaj, tind să se comporte în procesele tectonice asemănător rocilor cu un coeficient de plasticitate ridicat, fapt pentru care aceste roci apar mai puţin fisurate. Este cazul dolomitelor primare kimmeridgiene de la Topalu — Capidava, de pe versantul drept al Dunării (Dobrogea de sud), unde dolomitele dispuse în strate de 40—80 cm grosime,

Scanned with OKEN Scanner

intercalate în calcare criptocristaline compacte, prezintă o fisură la 10—15 m liniari, în timp ce calcarele au 2—3 fisuri pe metru liniar.

IX.2. Clasificarea şi terminologia fisurilor şi microfisurilor

Schema generală de clasificare a fisurilor şi microfisurilor a fost elaborată pe criterii tectonice şi morfologice, elementele de bază constituindu-le: orientarea, geometria fisurilor şi microfisurilor, raporturile cu stratificaţia, modul de intersectare reciprocă, deschiderea, materialul de umplere etc.

Fisuri
- după geneză
  - diagenetice
  - tectonice
  - diagenetico-tectonice
- după modul de intersectare a stratificaţiei
  - fisuri de strat (ordinul II)
  - fisuri de ordinul I (ce intersectează mai multe strate)
  - fisuri-falii (dezvoltate pe mai multe sute de m)
- după raportul cu stratificaţia
  - perpendiculare pe stratificaţie
  - înclinate pe stratificaţie
  - paralele cu stratificaţia
- după prezenţa sau absenţa materialului de umplere
  - umplute cu calcită
  - umplute cu argilă, bitumen etc.
  - fisuri libere
- după raportul cu forţele de compresiune
  - fisuri de forfecare
  - fisuri de tensiune
  - fisuri de extensiune
- după raportul cu a e cutelor
  - fisuri direcţionale (h0l şi 00l)
  - fisuri diagonale (hkl)
  - fisuri ⊥ pe axa B (0k0)

Scanned with OKEN Scanner

Microfisuri
- după genează
  - diagenetice
  - tectonice
  - diagenetico-tectonice
- după aspectul geometric
  - rectilinii
  - sinuoase
- după modul de intersectare reciprocă
  - două sisteme principale reciproc perpendiculare
  - două sisteme principale paralele intersectate de microfisuri secundare
  - trei sisteme de microfisuri ce se intersectează reciproc
- după raportul cu stratificaţia
  - paralele cu stratificaţia
  - perpendiculare pe stratificaţie
  - înclinate faţă de stratificaţie
- după gradul de deschidere
  - cu deschidere mică $<0{,}01$ mm
  - cu deschidere medie $> 0{,}01 < 0{,}05$ mm
  - larg deschise $> 0{,}05$ mm
- după substanţa minerală de umplere
  - calcitice
  - bituminoase
  - argiloase etc.

IX.3. Vîrsta relativă a fisurilor

Vîrsta relativă a fisurilor poate fi stabilită după caracterul dispunerii lor în strat. Fisurile de ordinul II sau de strat sînt mai vechi decît fisurile de ordinul I, deoarece acestea se dezvoltă selectiv pe seama lor. Pe aceleaşi considerente, fisurile de ordinul I sînt mai

vechi decît fisurile falii. O fisură deschisă ce intersectează o fisură umplută cu substanţă minerală este mai tînără decît fisura pe care o traversează etc. (pl. VIII, fig. 4).

IX.4. Orientarea fisurilor

Cercetările efectuate în cuprinsul mai multor zăcăminte de roci carbonatice (calcare de : Topalu, Alunu, Căprioara, Vaşcău, Lespezi, Baciu etc.; dolomite de : Topalu, Capidava, Ovidiu etc.; calcare dolomitice de Delniţa) au permis să se conchidă că fisurile ce afectează rocile carbonatice sînt un ecou al tectonicii unităţii structurale din care face parte zăcămîntul. Obişnuit, reţeaua fisurală este formată din două sisteme principale de fisuri reciproc perpendiculare, însoţite de unul sau mai multe sisteme de fisuri secundare dispuse înclinat faţă de sistemele fisurale principale şi faţă de direcţia şi înclinarea rocilor. Fisurile observate aparţin celor trei grupe principale : fisuri de strat (ord. II), fisuri de ordinul I şi fisuri falii. Majoritatea acestor fisuri se dispun perpendicular sau aproape perpendicular pe stratificaţie şi numai o mică parte din ele (20—25%) au o poziţie paralelă cu stratificaţia rocilor. Această dispunere le imprimă fisurilor direcţii de orientare ce le obligă să intersecteze direcţiile de extindere a elementelor structurale în care sînt găzduite. Fisurile falii prezintă obişnuit un paralelism perfect cu direcţia de orientare a unităţii tectonice respective.

IX.5. Distribuţia fisurilor

În rocile carbonatice, ca şi în celelalte tipuri de roci, distribuţia fisurilor este controlată de tectonică şi de tipul sau varietatea de rocă. Nu s-au putut formula ipoteze cu privire la repartiţia zonelor de intensitate a fisurilor pe elemente structurale, deoarece observaţiile de teren au arătat că zonele de intensitate a fisurilor se pot întîlni atît în bolţile structurilor cît şi pe flancurile acestora, astfel că, din acest punct de vedere, fiecare unitate structurală se comportă diferit în funcţie de condiţiile locale specifice. În Dobrogea, zonele de intensitate a fisurilor sînt întîlnite atît pe flancuri, cît şi în bolta anticlinalelor, în timp ce la Cheile Turzii, Vaşcău, Alunu şi Căprioara, calcarele apar intens fisurate în bolta cutelor şi slab fisurate pe flancurile acestora.

Scanned with OKEN Scanner

Urmărirea distribuţiei fisurilor prezintă importanţă pentru rocile carbonatice cu calităţi de rocă colector şi pentru cele folosite în diverse lucrări de construcţii. În primul caz fisurile furnizează informaţii preţioase asupra gradului şi posibilităţilor de drenare a fluidelor. Coroborate cu datele geologice din regiune şi cu cele de orientare şi intersectare reciprocă, informaţiile asupra distribuţiei fisurilor dau posibilitatea reconstituirii condiţiilor regimului hidrogeologic, pentru diferite etape din trecutul geologic al regiunii şi deci pot furniza unele date cu privire la eventualele migrări ale petrolului şi la posibilităţile de acumulare a acestuia. În cazul folosirii rocilor carbonatice în construcţie, cunoaşterea distribuţiei fisurilor ajută la alegerea zonelor de amplasare a lucrărilor de exploatare în funcţie de utilizarea rocilor : dacă roca este folosită pentru elemente de construcţie se aleg zonele cu fisuraţie redusă, dacă este folosită în industria varului, fillerului, piatră spartă, se aleg zonele cu fisuraţie mare.

IX. 6. Frecvenţa (desimea) fisurilor

Frecvenţa sau desimea fisurilor se referă la numărul mediu al fisurilor paralele, într-o zonă dată, determinat pe o distanţă liniară, într-o direcţie normală pe planul fisurii. Numărul obţinut exprimă frecvenţa relativă a fisurilor. Ca numitor al numărului de fisuri identificate se ia cifra 10 (metri). Un număr de 30 fisuri ar indica o frecvenţă de 3 fisuri pe metru liniar.

Frecvenţa fisurilor este influenţată direct de tipul litologic şi de grosimea stratului : este direct proporţională cu gradul de compactitate şi rigiditate a rocii şi invers proporţională cu grosimea stratului.

IX. 7. Deschiderea fisurilor

Deschiderea reală a fisurilor este foarte greu de apreciat. Deschiderea fisurilor măsurată în aflorimente este influenţată de agenţii atmosferici, de presiunea litostatică redusă, de mişcările superficiale (de la suprafaţa rocilor) etc. De asemenea deschiderea fisurilor identificate în carote nu prezintă realitatea, deoarece carota adusă la suprafaţă suportă o serie de procese fizice şi mecanice, printre care cel mai important este cel de decompresiune care tinde, în mod nemijlocit, să lărgească deschiderea fisurilor. Cu ocazia unor lucrări miniere la adîncimi mari, au fost cartate fisuri cu deschideri foarte variate : 0,5 mm pînă la 10 cm. Fisurile aveau poziţie verticală sau

Scanned with OKEN Scanner

înclinate. Fisurile orizontale, datorită presiunii litostatice au prezentat deschideri foarte mici, de ordinul micronilor, planele fisurale fiind lipite unele de altele. Toate aceste observaţii fac ca deschiderea fisurilor să fie apreciată cu totul arbitrar. Măsurători mai sigure sau cu un grad de precizie mai mare se pot efectua asupra deschiderii „microfisurilor" determinate microscopic. Acestea, în ansamblu, prezintă deschideri cuprinse între 10 şi 27 microni (calcarele de la Ciureşti, dolomitele de la Brădeşti, calcarele de la Cîmp—Vaşcău etc.). Punerea în evidenţă a microfisurilor este posibilă prin impregnarea rocii cu o substanţă răşinoasă colorată, sub vid la 75 cm coloană de mercur.

Dispunînd de date privitoare la deschiderea şi frecvenţa fisurilor, se pot calcula porozitatea şi permeabilitatea fisurală, parametrii foarte importanţi pentru rocile carbonatice cu calităţi de rocă colector.

Pentru porozitate obişnuită se foloseşte formula: $Pf = Db$, în care Pf = porozitatea fisurală (%); D = frecvenţa fisurilor (m/m^2); b = deschiderea fisurilor (cm).

Pentru permeabilitate, formula folosită uzual este:

$Kf = 8{,}45 \cdot 10^6 b^2 Pf$, în care Kf = permeabilitatea fisurilor (darcy); b = deschiderea fisurilor (cm); Pf = porozitatea fisurilor (%).

Formulele de mai sus au fost folosite pentru calculul porozităţii şi permeabilităţii fisurale a colectoarelor carbonatice din Platforma Moesică, structurile Ciureşti, Brădeşti, Corbii Mari şi altele.

Scanned with OKEN Scanner

Bibliografie

ALDERMAN A.R., SKINNER H.C.W. (1957), *Dolomite sedimentation in the southeast of South Australia*, Am. J. Sci., **255**, 561—567.

ANASTASIU N. (1977), *Minerale și roci sedimentare. Determinator*, Editura tehnică, București.

ASTIER J.I. (1961), *Géophysique appliquée à l'hydrogéologie*, Edit. Masson, Paris.

ATKINS W.R. (1930), *Some geochemical applications of measurements of hydrogens ion concentration*, Sci. Proc. Roy., Dublin Soc., **19**, 455—462.

AVRAM M., MATEESCU GH. D. (1966), *Spectrometria în infraroșu. Aplicații în chimia organică*, Edit. tehnică, București.

BALTEȘ N. (1973), *Considerații asupra relațiilor dintre gradul de metamorfism al materialului palinologic în apele primare de zăcământ și potențialul petroligen al stratului purtător*, Rev. petrol și gaze, **XXIV**, *12*, 727—730.

— (1975), *Contribuții palinologice cu privire la posibilitățile de migrație și acumulare a hidrocarburilor din Platforma Moesică, România*, Rev. petrol și gaze, **26**, *9*, 135—139.

BALTREȘ A. (1976), *Middle Triassic, Supratidal and Intertidal dolomites in the Hăghimaș Massif (Eastern Carpathians), Carbonate sedimentation and Diagenesis, Carbonate roks and Evaporites.* Intern. Colloq. on Carbonates rocks and Evaporites, Guide book series, **15**, 65—71, Bucharest.

BĂNCILĂ I. (1958), *Geologia Carpaților Orientali*, Edit. științifică, București.

— (1973), *Asupra prezenței unei formațiuni gipsifere purbeckian-wealdiene în regiunea Fetești — Constanța*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **18**, *1*, 115—125.

BĂRBULESCU AURELIA (1969), *Les faciès du Jurassique dans la partie ouest de la Dobrogea centrale*, Ann. Inst. Géol. Publ. Hung., **LIV**, *2*, 225—232, Budapest.

BETEHTIN A. G. (1956), *General review of manganese deposits in U.S.S.R.*, XX Congr. Inter. Geol., Mexico, 115—120.

BILLINGS M.P. (1949), *Structural geology*, New York.

BISSELL H.G., CHILINGAR G.V. (1962), *Evaporite type dolomite in Salt Flats of western Utah*, Sedimentology, **1**, 200—210.

BLATT H., MIDDLETON G., MURRAY R. (1972), *Origin of sedimentary rocks*, New Jersey, S.U.A.

BLEAHU M. (1956), *Pitorescul regiunilor carstice din România*, Colecția S.R.S.C., 205 p., București.

— (1974), *Morfologia carstică. Condiționarea geologică și geografică a procesului de carstificare*, Edit. științifică, București.

BOUROULEAC J., DELFAUD J. (1973), *Étude sédimentologique de la plateforme interne carbonatée du Quercy, du Bathonien au Callovien*, Bull. centr. rech., Pau, SNPA, **7**, *2*, 437.

CAROZZI A.V. (1960), *Microscopic Sedimentary Petrography*, New York.

CARVER E.R., (1971), *Procedures in Sedimentary Petrology*, New York.

CASTANY G. (1963), *Traité pratique des eaux souterraines*, Edit. Dunod, Paris.

CHAVE K.E. (1954), *Aspects of the biogeochemistry of magnesium*, **1**, *Calcareous organisms* J. Geol., **62**, 266—283.

Scanned with OKEN Scanner

Cuprins

Prefața

CAPITOLUL I

ELEMENTE DE GEOCHIMIE A ROCILOR CARBONATICE SEDIMENTARE 9

I.1. Hidrogenul, p. 9 ◇ I.2. Sodiul, p. 11 ◇ I.3. Magneziul, p. 11 ◇ I.4. Calciul, p. 13 ◇ I.5. Stronțiul și bariul, p. 15 ◇ I.6. Carbonul, p. 18 ◇ I.7. Oxigenul, p. 22 ◇ I.8. Manganul, p. 26 ◇ I.9. Fierul, p. 27 ◇ I.10. Cuprul, p. 30 ◇ I.11. Zincul, p. 31 ◇ I.12. Plumbul, p. 32 ◇

CAPITOLUL II

CHIMISMUL ȘI MINERALOGIA ROCILOR CARBONATICE SEDIMENTARE 33

II.1. Chimismul rocilor carbonatice sedimentare, p. 33 ◇ II.2. Mineralele rocilor carbonatice sedimentare, p. 38 ◇ II.2.1. Calcitul, p. 39 ◇ II.2.2. Dolomitul, p. 45 ◇ II.2.3. Ankeritul, p. 47 ◇ II.2.4. Sideritul, p. 47 ◇ II.2.5. Magnezitul, p. 48 ◇ II.2.6. Rodocrozitul, p. 49 ◇ II.2.7. Smithsonitul, p. 50 ◇ II.2.8. Vateritul, p. 50 ◇ II.2.9. Aragonitul, p. 50 ◇ II.2.10. Stronțianitul, p. 52 ◇ II.2.11. Witheritul, p. 52 ◇ II.2.12. Ceruzitul, p. 52 ◇ II.2.13. Carbonați hidratați, p. 53 ◇ II.2.14. Malachitul și azuritul, p. 53 ◇

CAPITOLUL III

METODE SPECIFICE DE DETERMINARE A CARBONAȚILOR. UTILIZĂRI 55

III.1. Metode fizice, p. 55 ◇ III.1.1. Analiza roentgen (RX), p. 55 ◇ III.1.2. Analiza termică, p. 55 ◇ III.1.3. Analiza spectroscopică în infraroșu, p. 57 ◇ III.1.4. Microscopul electronic, p. 58 ◇ III.1.5. Analiza termoluminiscentă, p. 58 ◇ III.1.6. Datarea sedimentelor carbonatice cu ajutorul radiocarbonului, p. 59 ◇ III.2. Metode chimice, p. 60 ◇ III.3. Utilizarea principalelor minerale carbonatice, p. 63 ◇

Scanned with OKEN Scanner

CAPITOLUL IV

STRUCTURA ŞI TEXTURA ROCILOR CARBONATICE SEDIMENTARE. CLASIFICAREA ROCILOR CARBONATICE SEDIMENTARE. APLICAŢII PRACTICE 64

IV.1. Structura şi textura rocilor carbonatice sedimentare, p. 64 ◇ IV.1.1. Structura, p. 64 ◇ IV.1.2. Textura, p. 73 ◇ IV.2. Clasificarea rocilor carbonatice sedimentare, p. 78 ◇ IV.2.1. Clasificări genetice, p. 79 ◇ IV.2.2. Clasificări descriptive, p. 83 ◇ IV.2.2.1. Clasificarea rocilor carbonatice sedimentare după criterii structural-compoziţionale, p. 83 ◇ IV.2.2.2. Clasificarea rocilor carbonatice sedimentare după compoziţia mineralogică şi chimică, p. 89 ◇ IV.2.2.3. Clasificarea rocilor carbonatice sedimentare după structura porilor, p. 92 ◇ IV.2.2.4. Clasificarea rocilor carbonatice sedimentare după domeniile de utilizare, p. 93 ◇ IV.3. Aplicaţii practice, p. 93 ◇

CAPITOLUL V

GENEZA ŞI DIAGENEZA ROCILOR CARBONATICE SEDIMENTARE . . . 95

V.1. Geneza rocilor carbonatice sedimentare, p. 95 ◇ V.1.1. Geneza calcarelor, p. 96 ◇ V.1.2. Geneza dolomitelor, p. 102 ◇ V.2. Diageneza rocilor carbonatice sedimentare, p. 106 ◇

CAPITOLUL VI

TIPURI ŞI VARIETĂŢI LITOLOGICE CARBONATICE. CARACTERISTICI TEHNOLOGICE 111

VI.1. Tipuri şi varietăţi litologice carbonatice, p. 111 ◇ VI.2. Caracteristicile tehnologice ale rocilor carbonatice sedimentare, p. 116 ◇ VI.2.1. Caracteristici chimice şi fizice, p. 116 ◇ VI.2.2. Caracteristici mecanice, p. 116 ◇ VI.2.3. Caracteristici petrofizice, p. 117 ◇ VI.2.3.1. Porozitatea, p.117 ◇ VI.2.3.2. Permeabilitatea, p. 119 ◇ VI.2.3.3. Saturaţia în fluide, p. 119 ◇

CAPITOLUL VII

DISTRIBUŢIA REGIONALĂ ŞI STRATIGRAFICĂ A ROCILOR CARBONATICE SEDIMENTARE PE TERITORIUL ROMÂNIEI 121

CAPITOLUL VIII

IMPORTANŢA ECONOMICĂ A ROCILOR CARBONATICE SEDIMENTARE 130

VIII.1. Rocile carbonatice sedimentare ca minereuri, p. 130 ◇ VIII.2. Rocile carbonatice sedimentare ca roci generatoare de hidrocarburi, p. 131 ◇ VIII.2.1. Generarea şi migrarea primară a hidrocarburilor în depozite carbonatice,

Scanned with OKEN Scanner

p. 132 ◇ VIII.2.2. Tipuri litofaciale de roci carbonatice generatoare de hidrocarburi, p. 135 ◇ VIII.3. Rocile carbonatice sedimentare ca roci colectoare, p. 139 ◇ VIII.4. Capcane în roci carbonatice sedimentare, p. 144 ◇ VIII.4.1. Capcane legate de variații de facies, p. 145 ◇ VIII.4.2. Capcane diagenetice, p. 146 ◇ VIII.4.3. Capcane legate de suprafețele de discordanță, p. 147 ◇ VIII.5. Rocile carbonatice sedimentare în construcții, p. 149 ◇ VIII.6. Rocile carbonatice sedimentare în industria materialelor de construcție, p. 152 ◇ VIII.7. Rocile carbonatice sedimentare în diverse industrii, p. 155 ◇ VIII.8. Cariere în zăcăminte carbonatice sedimentare din România, p. 158 ◇ VIII.9. Rocile carbonatice și apele subterane, p. 161 ◇ VIII.9.1. Proprietățile hidrogeologice, p. 161 ◇ VIII.9.2. Geneza apelor, p. 163 ◇ VIII.9.3. Modul de zăcământ, p. 167 ◇ VIII.9.4. Circulația apelor, p. 172 ◇ VIII.9.5. Proprietățile fizico-chimice, p. 174 ◇ VIII.10. Rocile carbonatice sedimentare și carstul, p. 177 ◇ VIII.10.1. Carstul ca posibilități de alimentare cu apă, p. 178 ◇ VIII.10.2. Carstul și lucrările agrosilvice, p. 178 ◇ VIII. 10.3. Carstul și exploatările miniere, p. 179 ◇ VIII.10.4. Carstul și lucrările de construcție, p. 180 ◇ VIII.10.5. Carstul și amenajările hidrotehnice, p. 180 ◇ VIII.10.6. Carstul și turismul, p. 180 ◇ VIII.11. Cercetarea apelor cantonate în rocile carbonatice, p. 182 ◇

CAPITOLUL IX

MICROTECTONICA ROCILOR CARBONATICE SEDIMENTARE 185

IX.1. Geneza fisurilor, p. 185 ◇ IX.2. Clasificarea și terminologia fisurilor și microfisurilor, p. 187 ◇ IX.3. Vîrsta relativă a fisurilor, p. 188 ◇ IX.4. Orientarea fisurilor, p. 189 ◇ IX.5. Distribuția fisurilor, p. 189 ◇ IX.6. Frecvența (desimea) fisurilor, p. 190 ◇ IX. 7. Deschiderea fisurilor, p. 190 ◇

Bibliografie 192

Scanned with OKEN Scanner

Table des Matières

Avant-propos

CHAPITRE I

ÉLÉMENTS DE GÉOCHIMIE DES ROCHES CARBONATIQUES SÉDIMENTAIRES 9

I.1. L'hydrogène, p. 9 ◇ I.2. Le sodium, p. 11 ◇ I.3. Le magnésium, p. 11 ◇ I.4. Le calcium, p. 13 ◇ I.5. Le strontium et le baryum, p. 15 ◇ I.6. Le carbone, p. 18 ◇ I.7. L'oxygène, p. 22 ◇ I.8. Le manganèse, p. 26 ◇ I.9. Le fer, p. 27 ◇ I.10. Le cuivre, p. 30 ◇ I.11. Le zinc, p. 31 ◇ I.12. Le plomb, p. 32 ◇

CHAPITRE II

COMPOSITION CHIMIQUE ET MINÉRALOGIQUE DES ROCHES CARBONATIQUES SÉDIMENTAIRES 33

II.1. Chimisme des roches carbonatiques sédimentaires, p. 33 ◇ II.2. Minéraux des roches carbonatiques sédimentaires, p. 38 ◇ II.2.1. Calcite, p. 39 ◇ II.2.2. Dolomite, p. 45 ◇ II.2.3. Ankérite, p. 47 ◇ II.2.4. Sidérite, p. 47 ◇ II.2.5. Magnésite, p. 48 ◇ II.2.6. Rhodochrosite, p. 49 ◇ II.2.7. Smithsonite, p. 50 ◇ II.2.8. Vathérite, p. 50 ◇ II.2.9. Aragonite, p. 50 ◇ II.2.10. Strontianite, p. 52. ◇ II.2.11. Withérite, p. 52 ◇ II.2.12. Cerusite, p. 52 ◇ II.2.13. Carbonates hydratés, p. 53 ◇ II.2.14. Malachite et azurite, p. 53 ◇

CHAPITRE III

MÉTHODES SPÉCIFIQUES DE DÉTERMINATION DES CARBONATES. MODE D'EMPLOI 55

III.1. Méthodes physiques, p. 55 ◇ III.1.1. L'analyse röntgen (RX), p. 55 ◇ III.1.2. L'analyse thermique, p. 55 ◇ III.1.3. L'analyse spectroscopique en infrarouge, p. 57 ◇ III.1.4. Microscope électronique, p. 58 ◇.

Scanned with OKEN Scanner

III. 1.5. L'analyse thermoluminescence, p. 58 ◇ III.1.6. Datation des sédiments carbonatiques par l'intermédiaire du radio-carbone, p. 59 ◇ III.2. Méthodes chimiques, p. 60 ◇ III.3. Emploi des principaux minéraux carbonatiques, p. 63 ◇

CHAPITRE IV

STRUCTURES ET TEXTURES DES ROCHES CARBONATIQUES SÉDIMENTAIRES. CLASSIFICATION DES ROCHES CARBONATIQUES SÉDIMENTAIRES 64

IV.1. Structures et textures des roches carbonatiques sédimentaires, p. 64 ◇ IV.1.1. Structures, p. 64 ◇ IV.1.2. Textures, p. 73 ◇ IV.2. Classification des roches carbonatiques sédimentaires, p. 78 ◇ IV.2.1. Classifications génétiques, p. 79 ◇ IV.2.2. Classifications descriptives, p. 83 ◇ IV.2.2.1. Classification des roches carbonatiques sédimentaires selon des critériums structuraux compositionnels, p. 83 ◇ IV.2.2.2. Classification des roches carbonatiques sédimentaires d'après leur composition minéralogique et chimique, p. 89 ◇ IV.2.2.3. Classification des roches carbonatiques sédimentaires d'après l'aspect de leurs pores, p. 92 ◇ IV.2.2.4. Classification des roches carbonatiques sédimentaires selon les domaines d'utilisation, p. 93 ◇ IV.3. Applications pratiques, p. 93 ◇

CHAPITRE V

GENÈSE ET DIAGENÈSE DES ROCHES CARBONATIQUES SÉDIMENTAIRES 95

V.1. La genèse des roches carbonatiques sédimentaires, p. 95 ◇ V.1.1. La genèse des calcaires, p. 96 ◇ V.1.2. La genèse des dolomites p. 102 ◇ V.2. Diagenèse des roches carbonatiques sédimentaires, p. 106 ◇

CHAPITRE VI

TYPES ET VARIÉTÉS LITHOLOGIQUES CARBONATIQUES. CARACTÈRES TECHNOLOGIQUES 111

VI. 1. Types et variétés lithologiques carbonatiques, p. 111 ◇ VI.2. Caractères technologiques des roches carbonatiques sédimentaires, p. 116 ◇ VI.2.1. Caractères chimiques et physiques, p. 116 ◇ VI.2.2. Caractères mécaniques, p. 116 ◇ VI.2.3. Caractères pétrophysiques, p. 117 ◇ VI.2.3.1. La porosité, p. 117 ◇ VI.2.3.2. La perméabilité, p. 119 ◇ VI.2.3.3. La saturation dans les fluides p. 119 ◇

CHAPITRE VII

LA DISTRIBUTION RÉGIONALE ET STRATIGRAPHIQUE DES ROCHES CARBONATIQUES SÉDIMENTAIRES SUR LE TERRITOIRE DE LA ROUMANIE 121

Scanned with OKEN Scanner

CHAPITRE VIII

L'IMPORTANCE ÉCONOMIQUE DES ROCHES CARBONATIQUES SÉDIMENTAIRES 130

VIII.1. Les roches carbonatiques sédimentaires en tant que minéraux, p. 130 ◇ VIII.2. Les roches carbonatiques sédimentaires en tant que roches génératrices d'hydrocarbures, p. 131 ◇ VIII. 2.1. Génération et migration primaire des hydrocarbures dans les dépôts carbonatiques, p. 132 ◇ VIII.2.2. Types lithofaciaux de roches carbonatiques génératrices d'hydrocarbures, p. 135 ◇ VIII.3. Les roches carbonatiques sédimentaires en tant que roches collecteurs, p. 139 ◇ VIII.4. Pièges dans les roches carbonatiques sédimentaires, p. 144 ◇ VIII.4.1. Pièges déterminés par des variations de faciès, p. 145 ◇ VIII.4.2. Pièges diagénétiques, p. 146 ◇ VIII.4.3. Pièges déterminés par des surfaces de discordance, p. 147 ◇ VIII.5. Les roches carbonatiques sédimentaires dans les constructions, p. 149 ◇ VIII.6. Les roches carbonatiques sédimentaires dans l'industrie des matériaux de construction, p. 152 ◇ VIII.7. Les roches carbonatiques sédimentaires dans les diverses industries, p. 158 ◇ VIII.8. Carrières dans les gisements carbonatiques sédimentaires de Roumanie, p. 158 ◇ VIII.9. Les roches carbonatiques et les eaux souterraines, p. 161 ✦ VIII.9.1. Propriétés hydrogéologiques, p. 161 ✦ VIII.9.2. Genèse des eaux, p. 163 ◇ VIII.9.3. Mode de gisement, p. 167 ◇ VIII.9.4. Circulation des eaux, p. 172 ◇ VIII.9.5. Propriétés physiques-chimiques, p. 174 ◇ VIII. 10. Les roches carbonatiques sédimentaires et le karst, p. 177 ◇ VIII.10.1. Le karst en tant que possibilités d'alimentation avec de l'eau, p. 178 ◇ VIII. 10.2. Le karst et les travaux agrosylviques, p. 178 ◇ VIII.10.3. Le karst et les exploitations minières, p. 179 ◇ VIII.10.4. Le karst et les travaux de constructions p. 180 ◇ VIII.10.5. Le karst et les aménagements hydrotechniques, p. 180 ◇ VIII.10.6. Le karst et le tourisme, p. 180 ◇ VIII.11. Recherche des eaux cantonnées dans les roches carbonatiques, p. 182 ◇

CHAPITRE IX

MICROTECTONIQUE DES ROCHES CARBONATIQUES SÉDIMENTAIRES . . 185

IX.1. Genèse des fissures, p. 185 ◇ IX.2. Classification et terminologie des fissures et des microfissures, p. 187 ◇ IX.3. Âge relatif des fissures, p. 188 ◇ IX.4. Orientation des fissures, p. 189 ◇ IX.5. Distribution des fissures, p. 189 ◇ IX.6. Fréquence des fissures, p. 190 ◇ IX.7. Ouverture des fissures, p. 190 ◇

Bibliographie 192

Scanned with OKEN Scanner

Contents

Foreword

CHAPTER I

ELEMENTS OF GEOCHEMISTRY OF SEDIMENTARY CARBONATE ROCKS 9

I.1. Hydrogen, p. 9 ◇ I.2. Sodium, p. 11 ◇ I.3. Magnesium, p. 11 ◇ I.4. Calcium , p. 13 ◇ I.5. Strontium and barium, p. 15 ◇ I.6. Carbon, p. 18 ◇ I.7. Oxygen, p. 22 ◇ I.8. Manganese, p. 26 ◇ I.9. Iron, p. 27 ◇ I.10. Copper, p. 30 ◇ I.11. Zinc, p. 31 ◇ I.12. Lead, p. 32 ◇

CHAPTER II

CHEMISTRY AND MINERALOGY OF SEDIMENTARY CARBONATE ROCKS 33

II.1. Chemistry of sedimentary carbonate rocks, p. 33 ◇ II.2. Minerals of sedimentary carbonate rocks, p. 38 ◇ II.2.1. Calcite, p. 39 ◇ II.2. 2. Dolomite, p. 45 ◇ II.2.3. Ankerite, p. 47 ◇ II.2.4. Siderite, p. 47 ◇ II.2.5. Magnesite, p. 48 ◇ II.2.6. Rhodochrosite, p. 49 ◇ II.2.7. Smithsonite, p. 50 ◇ II.2.8. Vaterite, p. 50 ◇ II.2.9. Aragonite, p. 50 ◇ II.2.10. Strontianite, p. 52 ◇ II.2.11. Witherite, p. 52 ◇ II.2.12. Cerussite, p. 52 ◇ II.2.13. Hydrated carbonates, p. 53 ◇ II.2.14. Malachite and azurite, p. 53 ◇

CHAPTER III

SPECIFIC METHODS OF CARBONATES EXAMINING. USES 55

III.1. Physical methods, p. 55 ◇ III.1.1. X-ray analysis, p. 55 ◇ III.1.2. Thermal analysis, p. 55 ◇ III.1.3. Infrared spectroscopic analysis, p. 57 ◇ III.1.4. Electron-microscope analysis, p. 58 ◇ III.1.5. Thermoluminiscent analysis, p. 58 ◇ III. 1.6. Radiocarbon dating of carbonate sediments, p. 59 ◇ III.2.Chemical methods, p. 60 ◇ III.3. Uses of principal carbonate minerals, p. 63 ◇

Scanned with OKEN Scanner

CHAPTER IV

TEXTURE AND STRUCTURE OF SEDIMENTARY CARBONATE ROCKS. CLASSIFICATION OF SEDIMENTARY CARBONATE ROCKS. PRACTICAL APPLICATIONS 64

IV.1. Texture and structure of sedimentary carbonate rocks, p. 64 ◇ IV.1.1. Texture, p. 64 ◇ IV.1.2. Structure, p. 73 ◇ IV.2. Classification of sedimentary carbonate rocks, p. 78 ◇ IV.2.1. Genetic classifications, p. 79 ◇ IV.2.2.Descriptive classifications, p. 83 ◇ IV.2.2.1. Classification of sedimentary carbonate rocks according to textural-compositional criteria, p. 83 ◇ IV.2.2.2. Classification of sedimentary carbonate rocks according to mineralogical and chemical compositions, p. 89 ◇ IV.2.2.3. Classification of sedimentary carbonate rocks according to pore aspect, p. 92 ◇ IV.2.2.4. Classification of sedimentary carbonate rocks according to utilization fields, p. 93 ◇ IV.3. Practical applications, p. 93 ◇

CHAPTER V

GENESIS AND DIAGENESIS OF SEDIMENTARY CARBONATE ROCKS . . . 95

V.1. Genesis of sedimentary carbonate rocks, p. 95 ◇ V.1.1. Genesis of limestones, p. 96 ◇ V.1.2. Genesis of dolostones, p. 102 ◇ V.2. Diagenesis of sedimentary carbonate rocks, p. 106 ◇

CHAPTER VI

CARBONATE LITHOLOGICAL TYPES AND VARIETIES. TECHNOLOGICAL CHARACTERS 111

VI.1. Carbonate lithological types and varieties, p. 111 ◇ VI.2. Technological properties of sedimentary carbonate rocks, p. 116 ◇ VI.2.1. Chemical and physical properties, p. 116 ◇ VI.2.2. Mechanical properties, p. 116 ◇ VI.2.3. Petrophysical properties, p. 117 ◇ VI.2.3.1. Porosity, p. 117 ◇ VI. 2.3.2. Permeability, p. 119 ◇ VI.2.3.3. Saturation with fluids, p. 119 ◇

CHAPTER VII

REGIONAL AND STRATIGRAPHIC DISTRIBUTION OF SEDIMENTARY CARBONATE ROCKS ON THE ROMANIAN TERRITORY 121

CHAPTER VIII

ECONOMIC VALUE SEDIMENTARY CARBONATE ROCKS 130

VIII.1. Sedimentary carbonate rocks as ores, p. 130 ◇ VIII.2. Sedimentary carbonate rocks as hydrocarbon generating rocks, p. 131 ◇ VIII.2.1. Genesis and

Scanned with OKEN Scanner

primary migration of hydrocarbons in carbonate deposits, p. 132 ◇ VIII.2.2. Lithofacial types of hydrocarbon-generating carbonate rocks, p. 135 ◇ VIII.3. Sedimentary carbonate rocks as reservoirs, p. 139 ◇ VIII.4. Traps in sedimentary carbonate rocks, p. 144 ◇ VIII.4.1. Traps related to facies variations, p. 145 ◇ VIII.4.2. Diagenetic traps, p. 146 ◇ VII.4.3. Traps related to unconformities, p. 147 ◇ VIII.5. Sedimentary carbonate rocks in building industry, p. 149 ◇ VIII. 6. Sedimentary carbonate rocks in building material industry, p. 152 ◇ VIII.7. Sedimentary carbonate rocks in different other industries, p. 155 ◇ VIII.8. Quarries in sedimentary carbonate deposits in Romania, p. 158 ◇ VIII.9. Carbonate rocks and underground waters, p. 161 ◇ VIII.9.1. Hydrogeological properties, p. 161 ◇ VIII. 9.2. Water genesis, p. 163 ◇ VIII.9.3. Habitat, p. 167 ◇ VIII.9.4. Water circulation, p. 172 ◇ VIII.9.5. Physical and chemical properties, p. 174 ◇ VIII.10. Sedimentary carbonate rocks and karst, p. 177 ◇ VIII. 10.1. Karst as a water supplying possibility, p. 178 ◇ VIII.10.2. Karst and farming-forest works, p. 178 ◇ VIII.10.3. Karst and mining, p. 179 ◇ VIII.10.4. Karst and building works, p. 180 ◇ VIII.10.5. Karst and hydrotechnical works, p. 180 ◇ VIII.10.6. Karst and tourism, p. 180 ◇ VIII. 11. Research for waters located in carbonate rocks, p. 182 ◇

CHAPTER IX

MICROTECTONICS OF SEDIMENTARY CARBONATE ROCKS 185

IX.1. Genesis of fissures, p. 185 ◇ IX.2. Classification and terminology of fissures and microfissures, p. 187 ◇ IX.3. Relative age of fissures, p. 188 ◇ IX.4. Direction of fissures, p. 189 ◇ IX.5. Distribution of fissures, p. 189 ◇ IX.6. Frequency of fissures, p. 190 ◇ IX. 7. Opening of fissures, p. 190 ◇

References 192

Redactor: SILVIA DINESCU
Tehnoredactor: ELENA MATEESCU
Coperta de: THEODOR POPA

Bun de tipar 5. VI. 1979. Tiraj 1510 ex.
Format 16/61×86. Coli de tipar 13.
C. Z. pentru biblioteci mari și mici: 552.57.

C. 34 — I. P. INFORMAȚIA,
str. Brezoianu nr. 23—25, București
Republica Socialistă România